

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕКТОНИКА КАЗАХСТАНА



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ТЕКТОНИКА КАЗАХСТАНА

(Объяснительная записка
к Тектонической карте Восточного Казахстана
масштаба 1 : 2 500 000)



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1982

Тектоника Казахстана (Объяснительная записка к Тектонической карте Восточного Казахстана масштаба 1 : 2 500 000). М.: Наука, 1982. 139 с.

Тектоническая карта составлена по новым принципам и отражает представления о структуре и развитии Восточного Казахстана с докембрия до конца палеозоя. В объяснительной записке дано последовательное описание всех стадий этого процесса с характеристикой соответствующих им формаций горных пород, а также палеогеографических и палеотектонических обстановок, вскрыта роль горизонтальных движений.

Табл. 3, ил. 16, библиогр.: с. 130—137 (177 назв.)

Ответственные редакторы:

академик А. В. ПЕЙВЕ,
А. А. МОССАКОВСКИЙ

ВВЕДЕНИЕ

ОБЗОР ИССЛЕДОВАНИЙ И ПРИНЦИПОВ СОСТАВЛЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ КАРТ

Наиболее известным и широко применяемым методом составления тектонических карт, разработанным в свое время А. Д. Архангельским и Н. С. Шатским [1933], является метод тектонического районирования по времени главной складчатости и появлению орогенных формаций. Этим фиксируется чрезвычайно важный момент в геологической истории, а именно: отмирание в пределах данного региона геосинклинального режима и переход его к платформенному развитию. Таким образом, оказывается возможным подойти с исторических позиций к развитию крупных участков земной коры, выделить в их пределах зоны складчатостей разного возраста и выяснить их взаимоотношения во времени и в пространстве, что важно для решения ряда теоретических вопросов и вопросов металлогении. Именно поэтому указанный метод долгое время пользовался заслуженным признанием и широко применялся при сопоставлении не только региональных тектонических карт, но и карт крупных участков материков [Тектоническая карта Европы, 1964; Тектоническая карта Евразии, 1966; Тектоника..., 1966]. Вместе с тем при работе над составлением последних карт, особенно над картой Евразии, выявился ряд недостатков рассматриваемого метода. Так, материалы, собранные по азиатской части материка, показали, что границы между складчатостями разного возраста, в Европе выраженные достаточно четко, в Азии не являются постоянными, а часто смещаются во времени. Стало очевидным также, что появление орогенных формаций тесно связано со структурой региона и что внутри складчатой области одного возраста они появляются раньше в пределах геоантиклинальных поднятий, чем в сопряженных с ними прогибах, т. е. геоантиклинальные поднятия как бы забегают вперед в своем развитии по сравнению с соседними прогибами и раньше них вступают в орогенный этап, обнаруживая тем самым сходство с областями складчатости более раннего возраста [Херасков, 1963; Маркова, 1964; Тектоника..., 1966]. Это обстоятельство сильно затрудняет проведение границ между разновозрастными складчатыми зонами, делая их в значительной мере условными и вызывая споры и разногласия между различными исследователями.

Сказанное может быть хорошо проиллюстрировано на примере Восточного Казахстана. Так, трактовка Чингизской геантиклинальной зоны вызвала много споров. Одни исследователи [Маркова, 1948, 1964; Борсук, 1960; Борукаев, 1961; Геология..., 1962; и др.] толковали ее как область каледонид, другие (А. А. Богданов и его ученики) рассматривали ее как геантиклинальное поднятие герцинид. По-разному оценивалась также область девонского вулканического пояса, относимого или к заключительному этапу каледонского развития [Маркова, 1964; Тектоническая карта Евразии, 1966], или к начальному этапу герцинид [Богданов, 1959; Тектоническая карта СССР, 1961]. При этом споры касались не только отдельных структур и районов Восточного Казахстана, но и всей его территории в целом, в связи с чем этот регион на тектонических картах разных лет изданий или целиком относился к герцинской складчатой области, или взаимодействия каледонид и герцинид в нем рисовались по-разному [Тектоническая карта СССР, 1953, 1956, 1961; Тектоническая карта Евразии, 1966]. Все это указывает на то, что тектоническое районирование по возрасту складчатости вносит значительную долю субъективизма в оценку геологической истории той или иной территории и что возникла необходимость искать новые пути и методы для изображения тектонического строения земной поверхности.

Постепенно все большее и большее значение стали придавать формационному методу как наиболее объективному и надежному. Появились карты, основной задачей которых было изображение именно формаций. Так, для Казахстана такой картой явилась Карта геологических формаций Восточного Казахстана масштаба 1:1 500 000, выпущенная коллективом геологов ВСЕГЕИ, и объяснительная записка к ней [Карта..., 1970, 1971]. Правда, на ней по традиции по-прежнему выделены складчатые области разного возраста (байкалиды, каледониды и герциниды), однако они не являются уже самоцелью, а главное внимание уделено именно формациям, их вещественному составу, особенностям образования и распространению на площади. Авторами выделены два класса формаций — геосинклинальные и платформенные, причем первые, в свою очередь, подразделены на собственно геосинклинальные и орогенные. Учитывается стадийность геосинклинального процесса, поэтому собственно геосинклинальному этапу отвечает ранняя стадия преобладающего прогибания и средняя — восходящих движений, а орогенному этапу — поздняя стадия развития геосинклинали. Укажем, что в основу взглядов авторов положена идея, являющаяся развитием взглядов Н. Г. Кассина о существовании в позднепротерозойское время единого Центрально-Казахстанского массива с докембрийским основанием, позже раздробленного и разделенного разновозрастными геосинклинальными прогибами. В связи с этим из структурных элементов на карте выделены межгеосинклинальные и внутригеосинклинальные срединные массивы, а также располо-

женные между ними складчатые системы, в свою очередь подразделенные более подробно на отдельные структурно-формационные зоны.

В последние годы в связи с достижениями в исследованиях глубинного строения земной коры геофизическими и петрохимическими методами, широко развернувшимися работами в океанах, а также в связи с развитием идей мобилизма родилось новое направление в тектонике, которое возглавил академик А. В. Пейве. Теоретические взгляды А. В. Пейве и его соавторов хорошо известны, так как неоднократно публиковались [Пейве, 1969; Пейве и др., 1971, 1972, 1976; Тектоника..., 1980]. Напомним лишь главное положение их, поскольку они легли в основу при составлении Тектонической карты Северной Евразии, осуществленным коллективом тектонистов ГИН АН СССР с привлечением ряда геологов других ведомств, а также карты Восточного Казахстана, являющейся одним из макетов последней¹.

По мнению А. В. Пейве и его последователей, эвгеосинклинали геологического прошлого развивались на коре океанического типа, разрез которой обнаруживает много общего с разрезом дна современных океанов. Геосинклинальный процесс с этих позиций представляет собой процесс созидания континентальной коры или трансформацию коры океанического типа в кору континентальную. Это длительный и сложный процесс преобразования вещества, влекущий за собой постепенную смену комплексов магматических пород с натровой специализацией на комплексы калиевого ряда. Четко намечается стадийность этого процесса с наличием трех стадий — океанической, переходной и континентальной. Для океанической стадии характерно существование меланократового фундамента, состоящего из пород ультраосновного и основного ряда, и океанического чехла, сложенного вулканогенно-осадочными породами (толеитовыми и щелочно-оливиновыми базальтами, кремнистыми, кремнисто-глинистыми и карбонатными осадками). Породы меланократового фундамента могут быть сопоставлены с третьим и четвертым геофизическими слоями (базальтовый слой и верхняя мантия), породы чехла — с первым и вторым слоями современных океанов.

В течение переходной стадии постепенно, но неодновременно в разных тектонических зонах появляется гранитно-метаморфический слой, что влечет за собой значительную пестроту и изменчивость связанных с этой стадией формационных комплексов. В это время широкое развитие получают вулканиты андезитового, андезито-базальтового и андезито-дацитового состава,

¹ Масштаб Тектонической карты Северной Евразии (1:5 000 000), обширность охваченной ею территории и необходимость увязки отдельных частей повлекли за собой значительную схематизацию в изображении территории Восточного Казахстана. Это побудило авторов издать самостоятельно составленную ими карту, снабдив ее настоящей объяснительной запиской.

граувакки, флишoidные серии и рифовые известняки. Наблюдаются горизонты олистостромов. Все это указывает на существование расчлененного рельефа и появление структурно-фашиальной зональности. Пользуясь методом актуализма, переходную стадию в тектоническом и палеогеографическом отношении можно сопоставить с системой островных дуг, глубоководных желобов и краевых морей. Наконец, континентальная стадия, начало которой связано с наиболее резкой структурной перестройкой, характеризуется становлением в определенные эпохи активизации тектонических движений мощной и выдержанной на обширных пространствах коры континентального типа с повсеместно развитым в виде сплошной оболочки зрелым гранитно-метаморфическим слоем. В связи с широким проявлением процессов гранитизации четко выражена калиевая специализация магматических образований (кислые вулканы, граниты нормального и щелочного ряда). Широко развиты верхние молассы. Последующие этапы континентальной стадии близки к платформенному режиму, с чем связан и характерный для них формационный облик пород. Таким образом, каждой из выделенных стадий отвечает не только определенная палеогеографическая и тектоническая обстановка, но и набор характерных формаций, детальное изучение которых с точки зрения вещественного состава и химизма позволяет говорить о наступлении той или иной стадии развития земной коры.

Легко видеть, что применение изложенных выше принципов для составления тектонических карт позволяет связать воедино историю развития древних континентов и океанов и понять тектоническую эволюцию земной коры в целом, т. е. перейти на уровень глобальных обобщений.

ЛЕГЕНДА, РАЙОНИРОВАНИЕ И УПОТРЕБЛЯЕМЫЕ ТЕРМИНЫ

Тектоническая карта Восточного Казахстана масштаба 1 : 2 500 000 составлена согласно разработанным в Геологическом институте АН СССР новым принципам [Пейве и др., 1972, 1976; Тектоника..., 1980]. Работа над ней началась еще в 1974 г. С тех пор проводились неоднократные встречи соавторов, обсуждения и дискуссии, сопровождавшиеся совместными выездами в поле для осмотра наиболее спорных и показательных районов. Предварительные результаты неоднократно докладывались, частично были опубликованы [Антонюк и др., 1977, 1979; Металлогения..., 1977; Маркова и др., 1980].

В связи с изложенными принципами основной задачей авторов являлось выяснение времени становления континентальной коры Восточного Казахстана, а также хода и характера этого процесса. Поскольку Восточный Казахстан является своего рода эталоном складчатых сооружений « мозаичного » типа, то освеще-

шение указанных вопросов чрезвычайно важно и выходит за рамки региональной тектоники.

Формирование континентальной коры в пределах Казахстана представляет собой очень длительный, растянутый во времени процесс. Намечаются три основных рубежа его — в рифее, девоне и среднем карбоне. Эти три возрастных интервала, обычно отделенные перерывами и коренной перестройкой структур, для более выпуклого изображения даны на карте разными группами красок. Для того чтобы проследить ход процесса созидания коры, выделены промежуточные подразделения, именуемые гранитно-метаморфическими слоями. Это как бы зародыши будущей континентальной коры, возникающие локально, а затем постепенно разрастающиеся во времени и в пространстве и образующие впоследствии обширные области монолитной континентальной массы. Гранитно-метаморфические слои рифейской, девонской и позднепалеозойской кор отображены в близкой цветовой гамме. Такое решение, как нам кажется, лучше способствует чтению карты, объединяя воедино самое главное. Отдельные стадии формирования коры (океаническая, переходная и континентальная) показаны оттенками цветов. На все это крапом нанесены формации.

Особо, не только крапом, но и другой закраской, выделены типовые формации, так называемые комплексы-показатели, по которым мы судим о наступлении той или иной стадии. Так, для переходной стадии это нижние молассы, свидетельствующие о начале орогенного стиля развития тех или иных тектонических зон, интрузии пестрого габбро-диорит-гранодиоритового или гранитоидного состава, а также специфические вулканические комплексы. Эти магматические образования калий-натрового ряда, обычно приуроченные к зонам островодужных поднятий, указывают на время становления новообразованного гранитного слоя в условиях переходной стадии. Для континентальной стадии комплексами-показателями являются вулканоплутонические ассоциации существенно кислого и среднего состава, объединяющие породы известково-щелочной и щелочной (субщелочной) серий и образующие протяженные краевые пояса, разнообразных тел гранитоидов преимущественно калиевого ряда и верхние молассы. Появление их свидетельствует об образовании монолитно спаянного континентального массива с горным рельефом, сводовыми поднятиями и межгорными впадинами, резко несогласно наложенными на предшествовавшую им складчатую структуру. Наконец, следует остановиться на принятом нами термине «микроконтинент».

Микроконтиненты — это автохтонно развивающиеся древние ядра или массивы, в пределах которых еще в докембрии появилась типично континентальная кора, имеющая обычно ограниченное распространение. На территории Восточного Казахстана существование таких массивов мы фиксируем уже в рифее, при этом, как будет показано ниже, строение их неоднотипно. Это

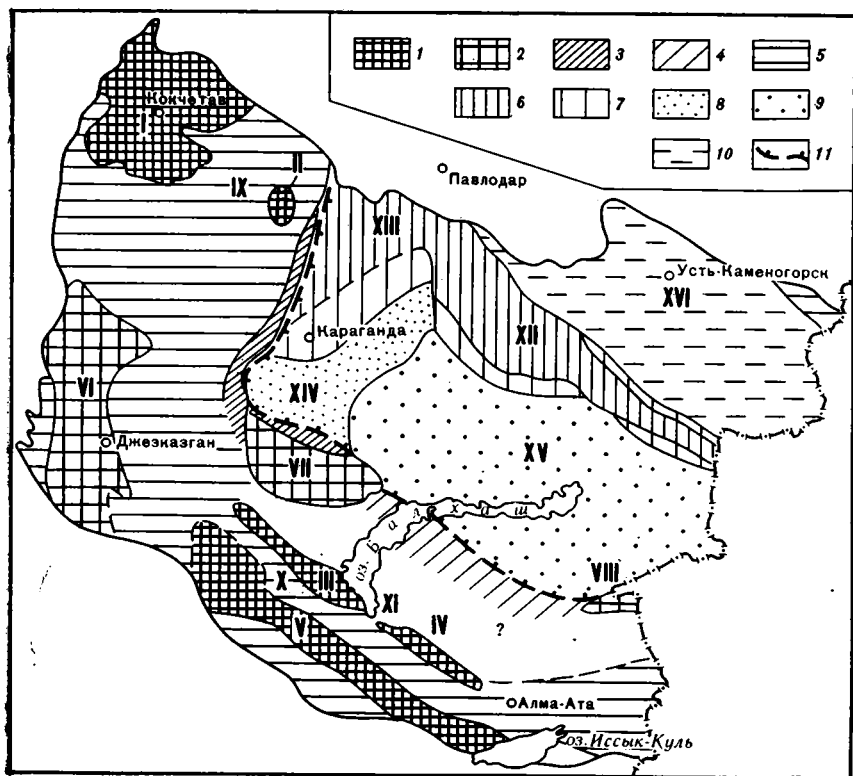


Рис. 1. Схема районирования палеозойд Восточного Казахстана по возрасту кор и гранитно-метаморфических слоев

1—2 — докембрийские массивы с корой, сформировавшейся: 1 — к началу позднего рифея (I — Кокчетавский, II — Ичкеевский, III — Бурунтавский, IV — Жельтавский, V — Чуйско-Кендыктасский), 2 — к концу рифея (VI — Улутавский, VII — Актау-Моинтинский, VIII — Джунгарский); 3—4 — подножие континентального склона: 3 — с чехлом кремнистых пород и кварцевых аргенитов, 4 — то же, предполагаемое; 5—7 — область с девонской континентальной корой, объединяющая участки гранитно-метаморфических слоев, сформировавшихся: 5 — в конце ордовика (зоны: IX — Степнякская, X — Жалаир-Найманская, XI — Сарытумская), 6 — в конце ордовика — начале силура (XII — Чингиз-Тарбагатайский мегантиклинорий, XIII — Божекульская зона), 7 — в конце силура; 8—10 — области с позднепалеозойской континентальной корой, объединяющие участки гранитно-метаморфических слоев, сформировавшиеся: 8 — в позднем девоне (XIV — Жаман-Сарысуйская зона), 9 — в конце раннего карбона (XV — Джунгаро-Балхашская область), 10 — в начале среднего карбона (XVI — Зайсанская область); 11 — граница Западного и Восточного геоблоков

дает основание предполагать, что формирование древних ядер началось еще в раннем докембрии и шло оно разными путями.

Исходя из всего изложенного нами принято следующее районирование территории Восточного Казахстана (рис. 1). На приложенной схеме в первую очередь выделены области распространения континентальной коры разного возраста,

а внутри них обособлены площади развития гранитно-метаморфических слоев, постепенно возникавшие во времени и позволяющие проследить последовательность формирования будущего сиалического цоколя. Наиболее широко распространена девонская континентальная кора, в которой в виде остаточных массивов присутствуют участки с рифейской корой. На востоке региона значительное участие получает позднепалеозойская континентальная кора с составляющими ее разновозрастными гранитно-метаморфическими слоями.

ДОКЕМБРИЙСКИЕ МАССИВЫ С КОРОЙ, СФОРМИРОВАВШЕЙСЯ К КОНЦУ РИФЕЯ

Рассмотрение особенностей развития докембрийских структур, сохранившихся внутри палеозойд Восточного Казахстана, позволяет осветить наиболее ранние моменты эволюции земной коры этого региона. Оно проведено нами на примере лучше всего изученных докембрийских массивов — Кокчетавского, Улутавского и Актау-Моинтинского. Остальные выходы докембрия освещены более кратко.

КОКЧЕТАВСКИЙ МАССИВ

Массив имеет изометричную форму и с юга и запада ограничен долгоживущими конседиментационными разломами [Бабичев и др., 1968]. По внутреннему строению он является гетерогенным. Древнее дорифейское ядро, занимающее центральную часть массива, сложено глубоко метаморфизованными, интенсивно смятыми отложениями зерендиной серии: силлиманит-(кианит)-гранат-слюдяными сланцами, эклогитами, мраморами, амфиболитами, гнейсами, — мощность которых превышает 9000 м. По-видимому, уже к началу рифея, т. е. ко времени 1,6 млрд. лет, здесь широко проявился первый этап, а к 1,4 млрд. лет — второй этап гранитизации — калиевый порфиробластез, образование мигматитов и гранито-гнейсов калиевого ряда, вызвавших появление гранито-гнейсовых куполов. Этот факт позволяет предполагать, что в это время здесь уже началось формирование земной коры, дифференцированной на базальтовый и гранитно-метаморфический слой.

В раннем — среднем рифее древнее ядро Кокчетавского массива выступает уже как сиалический блок, западнее которого накапливались основные вулканиты ефимовской серии, метаморфизованной в зеленосланцевой фации [Розен, 1971]. Это — высокомагнезиальные толенты (основание разреза не известно), в меньшей мере — кислые вулканиты, которые сопровождались граувакками, черными глинистыми («аспидными») сланцами, железистыми и карбонатными отложениями общей мощностью

более 5000 м. Вариации составов этих вулканитов с учетом вероятного изменения в подводных условиях обнаруживают толеитовую тенденцию, весьма близкую к закономерностям изменения состава лав вулкана Тингмули в Исландии, а также сходных с ними толеитовых серий Гавайских островов и Срединно-Атлантического хребта [Антонюк и др., 1977]. Если проведенная параллелизация справедлива (а в этом убеждают данные по геологическому положению вулканитов и ассоциации их с такими породами, как черные аспидные сланцы, известняки и мощные глинисто-песчаные отложения), то в раннем—среднем рифее можно предполагать существование западнее древнего ядра Кокчетавского массива земной коры океанического, а также переходного типов.

Восточнее древнего ядра в раннем—среднем рифее формировалась вулканическая толща, в которой резко преобладают средние и основные вулканиты. Они представлены высокоглиноземистыми базальтами и андезитами с относительно пониженной магнезиальностью, с которыми ассоциируют калиевые, редко — натриевые дациты и риолиты, относящиеся к даутской свите ефимовской серии. Мощность последней превышает 2500 м [Розен, 1971]. Подобная ассоциация пород характерна для известково-щелочных серий, входящих в базальт-андезит-липаритовую группу формаций [Кузнецов, 1964], а также для четвертичных вулканитов островных дуг [Кипо, 1966] с мощным «базальтовым» слоем и с отчетливым проявлением «гранитного» слоя земной коры. Учитывая эти данные, а также особенности химизма вулканитов раннего—среднего рифея восточной окраины Кокчетавского массива (а именно: преобладание высокоглиноземистых базальтов и андезитов, непрерывный характер серии, присутствие натровых разновидностей риолитов), можно предполагать, что даутские вулканиты формировались в условиях островной дуги, содержащей фрагменты земной коры континентального типа.

Вулканиты верхнего рифея представлены порфироидами кууспекской свиты боровской серии мощностью 1200 м [Розен, 1971]. Они относятся главным образом к калиевым риолитам и соответствуют в целом порфировой формации [Пейве, Сеницын, 1950]. Такого рода вулканизм локально развит в областях сводовых поднятий древних складчатых зон [Моссаковский, 1975, с. 238]. По данным А. Р. Мак-Берни [1972], распространение калиевых риолитов ограничено областями, которые подстилается мощным комплексом древних складчатых пород основания. По-видимому, и в пределах древнего ядра Кокчетавского массива к началу позднего рифея уже сформировалась достаточно мощная земная кора, подобная по своему строению коре современных континентов, мощность которой 30—40 км. Об этом также свидетельствует широкое развитие кварцево-песчаных толщ — кварцевых аренитов кокчетавской свиты (R₃), мощность которых достигает 2800 м. Вместе с порфировой формацией они

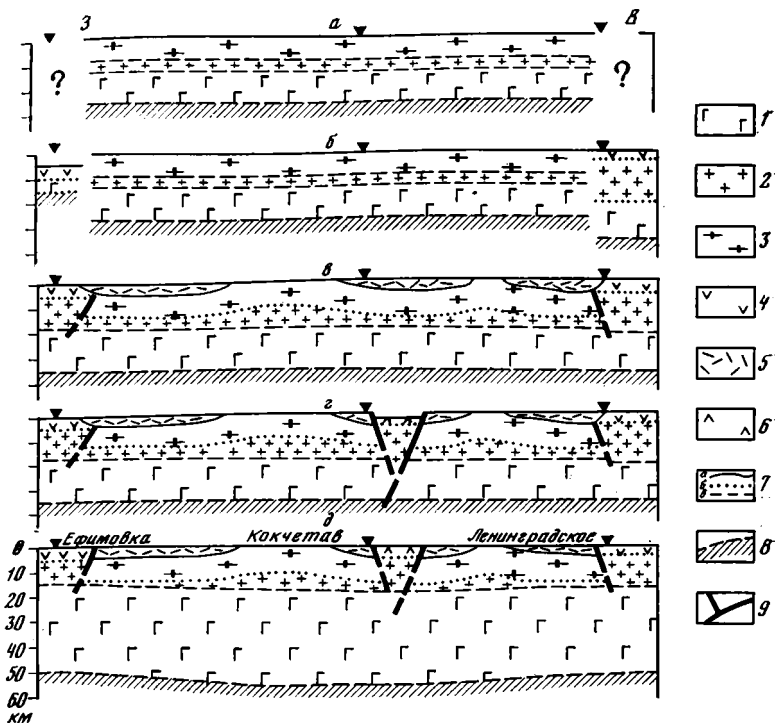


Рис. 2. Геолого-геофизические профили, отражающие развитие земной коры Кокчетавского массива (без учета палинспастических реконструкций) к началу рифея (а), в раннем—среднем рифее (б), в позднем рифее (в), в венде (г) и современное состояние (д)

1—2— геофизические слои: 1— «базальтовый», 2— «гранитный»; 3— гранитно-метаморфический комплекс основания (зерендинская серия); 4— вулканогенно-осадочный комплекс дна океана и островных дуг (ефимовская серия); 5— вулканогенно-осадочный комплекс наложенных впадин на гранитно-метаморфическом основании; 6— вулканогенно-осадочный комплекс рифтогенных структур; 7— границы между подразделениями: а— геологическими, б— геологическими и геофизическими, в— геофизическими; 8— нижняя граница земной коры; 9— разломы

могут рассматриваться как комплекс-показатель становления континентальной коры.

Таким образом, в развитии земной коры Кокчетавского массива (рис. 2) удастся установить признаки «гранитного» слоя к началу рифея, а для раннего—среднего рифея— существование океанической и переходной коры типа развитой островной дуги (на «андезитовой стадии»). В позднем рифее намечается уже полный профиль земной коры континентального типа, а в венде— признаки ее растяжения и возникновение рифта. Очевидно, что на всем протяжении рифея в пределах Кокчетавского массива можно констатировать нарастание мощности земной коры, а предполагаемый раздвиг (локальный рифтогенез), по-видимо-

му, не нарушал этой тенденции. Процесс нарастания земной коры, вероятно, продолжался далее в палеозойское время вследствие пространственно унаследованной гранитизации и палингеза в древних гнейсовых куполах, что явилось причиной становления здесь автохтонных «каледонских» гранитоидов [Розен и др., 1976]. Это, вероятно, обусловило постоянную тенденцию региона к воздыманию, по крайней мере в течение всего палеозоя. Следствием указанных процессов, связанных с палеозойским развитием региона, явилось, очевидно, дальнейшее увеличение мощности земной коры, которая сохранилась и позднее, лишь сократившись за счет эрозии горных сооружений.

УЛУТАВСКИЙ МАССИВ

Улутавский массив в плане имеет удлиненную форму. В его пределах выделяются крупные антиклинории — Майтубинский (на западе) и Улутавский — и разделяющий их Карсакпайский синклиорий. К востоку от Улутавского антиклинория фрагментарно среди пород мезозоя — кайнозоя также обнажены докембрийские отложения, слагающие борт Коскульского синклиория. Все структуры ориентированы в близмеридиональном, северо-северо-западном, направлении.

В результате многолетних работ Н. А. Штрейса и его сотрудников (М. С. Марков, А. Л. Книппер и Т. Г. Павлова) в 50-х годах была разработана стратиграфическая схема докембрийских пород, слагающих южную часть Улутавского массива. Последующие геологосъемочные и тематические работы сотрудников МГРИ (И. Ф. Трусова, И. И. Вишневская и др.) и МГУ (Л. И. Филатова, Ю. А. Зайцев, С. Б. Розанов и др.) привели к существенному изменению стратиграфической схемы и резкому увеличению суммарной мощности разреза. Ревизионные работы, проведенные нами в 70-х годах в Северном и Южном Улутау, позволяют вернуться к схеме, выработанной Н. А. Штрейсом и его сотрудниками. Были также переинтерпретированы различные радиологические данные и в результате их критического анализа принят рифейский возраст отложений Улутау [Павлова, 1978].

Формационный комплекс раннего рифея, выступающий в Майтубинском и Улутавском антиклинориях, сложен двумя значительными по мощности сериями: порфиroidной и кварцито-сланцевой. Порфиroidная серия (нижняя и верхняя дюсембайская свиты) образована метаморфизованными липаритовыми порфирами и риолитами, их туфами и единичными горизонтами кварцитов. Общая видимая мощность серии около 2500 м. По химизму вулканыты по сравнению с кислыми породами краевых вулканических поясов представляют более кремнекислый тип с большей ролью K_2O . Такие черты химизма указывают на зарождение в Улутау уже в раннем рифее сиалического слоя [Павлова, 1979б].

Вышележащая кварцито-сланцевая серия (кордовская, турмузинская свиты [Павлова, 1964], талайрыкская, савинская, арташинская свиты [Трусова, Филатова, 1962]) залегает на порфироидах с перерывом, местами с азимутальным несогласием. Она представлена чередованием разнообразных кварцито-сланцев, слюдяных, слюдяно-плагноклазовых сланцев, а также пара- и ортоамфиболитов, местами кварцево-тремолитовых и кварцево-диопсидовых пород общей мощностью около 2000 м. В Майтюбинском антиклинории в нижней части серии выделяется пачка графитистых кварцитов, иногда с конгломератовыми сланцами в основании. Выше разрез представлен двумя фациальными рядами — кварцево-тремолитовыми, кварцево-диопсидовыми породами в антиклиналях и разнообразными сланцами и кварцито-сланцами в синклиналях. В Улутавском антиклинории разрез отличается меньшими фациальными изменениями и основной объем серии сложен различными кварц-полевошпат-слюдяными, хлорит-альбит-кварцевыми, слюдяно-плагноклазовыми сланцами и кварцито-сланцами. В разрезе серии известны пара- и ортоамфиболиты. Ортоамфиболиты образовались по слабо дифференцированным высокоглиноземистым базальтам с повышенной щелочностью. Метаморфизм пород варьирует от зеленосланцевой до амфиболитовой фации.

Важно отметить, что в осевых частях антиклинориев 1,1—0,95 млрд. лет тому назад, синхронно с формированием Карсакпайского синклинория, сформировались гранито-гнейсы с порфиробластами микроклина. В это время, точнее — еще в конце среднего рифея, возникает гранитизированное основание всего массива Улутау, как это условно принято в легенде карты. Однако, как отмечалось выше, состав вулканитов порфиroidной серии с большой ролью щелочей и особенно калиевой щелочности указывает на существование уже в раннем рифее гранито-гнейсового слоя в областях антиклинориев. Таким образом, наблюдается постепенно нарастающий процесс снэлитизации массива.

В среднем—позднем рифее конседиментационный рост структур знаменуется отложением резко сокращенных разрезов нижней и верхней железорудных серий в областях антиклинориев и формированием мощного контрастного по составу комплекса в пределах Карсакпайского синклинория, который начинается накоплением грубообломочных конгломератов и кислых вулканогенных пород несколько повышенной щелочности (сарысайская свита). Нижняя и верхняя железорудные серии (сарысайская, белкудукская, кумолинская, керегетасская, бурмашинская, карсакпайская свиты, по М. С. Маркову [1962]), выполняющие Карсакпайский синклинорий, слагают разрез общей мощностью 6000—7000 м, состоящий из чередования вулканогенно-осадочных пород с разными количественными соотношениями порфири-тоидов, порфиroidов и разнообразных хлоритовых, серицитовых сланцев, горизонтов железистых кварцитов, сланцев и протолов известняков и кварцитов. Между верхней и нижней железоруд-

ными сериями установлены перерыв и несогласие в отложении [Марков, 1962].

Основные вулканиты нижней железорудной серии — маломagneзиальные высокожелезистые толеитовые базальты — дифференцированы слабо. В верхней железорудной серии также широко распространены слабо дифференцированные базальты и андезито-базальты, но с тенденцией дифференциации по типу известково-щелочных серий — с уменьшением железистости и увеличением щелочности. Составы кислых вулканитов обеих серий очень близки, несмотря на заметные различия основных вулканитов. Сравнение их состава с химизмом пород нижнерифейской порфиroidной серии показывает, что все эти разновозрастные излияния близки по соотношениям различных компонентов. Очевидно, все они являются продуктами коровых палингенных магм. В то же время, несмотря на разные генетические уровни, кислые и основные вулканиты железорудных серий, залегающие в едином разрезе, могут рассматриваться в формационном отношении как контрастные серии. Вулканогенно-осадочные отложения железорудных серий содержат как вулканомиктовый материал, так и терригенный, близкий к аркозам.

Следующий крупный этап в развитии Улутавского массива характеризуется отложением мощной позднерифейской вулканомолассовой ассоциации (коксуйская серия) с возрастом 0,80—0,70 млрд. лет и становлением калиевых гранитов с временем формирования 0,65—0,6 млрд. лет [Зайцев и др., 1972]. Выходы кварцевых порфиров и туфов коксуйской серии, известные в западной части массива, сопровождалась накоплением крупновалунных конгломератов с галькой различных подстилающих пород. Они достигают мощности свыше 3000 м и знаменуют собой становление континентальной коры Улутавского массива.

Таким образом, процесс становления коры континентального типа в области Улутавского массива охватывает очень большой интервал времени, начиная с формирования порфиroidной серии раннего рифея и гранитизации с возрастом 1,10—0,95 млрд. лет вплоть до появления вулканомолассовой ассоциации коксуйской серии и становления калиевых гранитов 0,65—0,60 млрд. лет назад. Такая продолжительность процесса созидания континентальной коры, по-видимому, связана с нарушавшими его деструктивными процессами, приведшими к появлению комплекса пород, близких к рифтогенным комплексам (нижняя и верхняя железорудные серии — см. с. 108). Деструктивные явления среднего—позднего рифея в пределах Улутавского массива, сопровождавшиеся возникновением ассоциации с толеитовым типом вулканизма, как бы предвосхитили собой более широко проявленный процесс деструкций венда—кембрия, охвативший уже значительные площади Казахстана (см. ниже).

В заключение следует подчеркнуть, что история развития Кокчетавского и Улутавского массивов шла разными путями и этапы их становления охватывают различные интервалы време-

ни. В Кокчетавском массиве известно дорифейское ядро с глубоко метаморфизованными породами, слагающими изометричные гранито-гнейсовые купола со временем гранитизации 1,4 и 1,1 млрд. лет [Розен, 1966, 1971]. В Улутау гранитизация была проявлена лишь 1,1—0,95 млрд. лет назад. Завершение становления континентальной коры в Кокчетавском массиве установлено уже на уровне 1,0 млрд. лет, что подтверждается появлением чехла (кокчетавская серия). В Улутау этот процесс, сильно растянутый во времени, шел с запозданием. Окончательное его завершение связано с появлением вулкано-молассовой ассоциации и становлением калиевых гранитоидов, т. е. со временем 0,6—0,8 млрд. лет.

АКТАУ-МОИНТИНСКИЙ МАССИВ

В трактовке стратиграфии и структуры докембрийских отложений Актау-Моинтинского массива среди работающих здесь геологов до сих пор нет единого мнения [Звонцов, 1969; Вознесенский 1971а, б; Допалеозой..., 1974, т. 1; Зайцев и др., 1980]. Это вызвано разницей в разрезах западной и восточной частей массива, сопоставление которых пока до конца неясно, а также обилием интрузий и широким развитием нижне- и среднепалеозойских отложений, среди которых образования докембрия выступают лишь в виде изолированных блоков.

Судя по последним данным [Зайцев и др., 1980], можно говорить о том, что в пределах указанного региона выделяются три основных крупных структурных элемента: Узеньжальский антиклинорий на востоке, Актауский антиклинорий на западе и разделяющий их Кабантауский синклинорий. В строении антиклинориев участвует мощная (свыше 2000 м) кийкская сланцево-кварцитовая серия (R_{1-2}), представленная углеродисто-глинистыми, глинисто-серицитовыми и хлорит-серицитовыми сланцами с линзами мраморов, а также массивными белыми мономинеральными кварцитами, кослоистыми кварцито-песчаниками с прослоями конгломератов и пестро окрашенными, часто красноцветными бластоалевролитовыми сланцами. Она подразделена дополнительно на две свиты: нижнюю айкарлинскую, преимущественно сланцевую (1500 м); верхнюю таскоралинскую, преимущественно кварцитовую (до 500 м). По данным Н. И. Гвоздик [1980], особенности вещественного состава и реликтовых текстур пород кийкской серии указывают на принадлежность их к прибрежным терригенным формациям, образовавшимся в условиях регрессирующего бассейна, при широком распространении фаций подводных дельт и прибрежного мелководья. Н. И. Гвоздик [1980] и другие исследователи особо отмечают, что для образований кийкской серии характерно слабое проявление метаморфизма. Так, на востоке и юго-востоке района изменения пород соответствуют стадии глубинного эпигенеза и

метагенеза; на западе метаморфизм усиливается и отвечает низкотемпературной фации зеленых сланцев.

В Узеньжальском антиклинории киикская серия несогласно, с базальным конгломератом в основании, перекрыта алтынсынганской свитой порфиридов мощностью свыше 2500 м, среди которых широко развиты субвулканические тела. Абсолютный возраст порфиридов по сингенетичным цирконам 800 млн. лет (R_3). В Актауском антиклинории алтынсынганская свита практически отсутствует, обнажаясь лишь в изолированных блоках.

Кабантауский синклиорий, по данным Ю. А. Зайцева и др. [1980], выполнен верхнеатауской серией пород, представляющей собой своеобразную ассоциацию кварцито-сланцевых и порфиридных толщ. Здесь наблюдается частое чередование различной мощности пачек порфиридов, их туфов и тонкослоистых туффитов с мономинеральными кварцитами, хлоритовыми и хлорит-серицитовыми сланцами и кварцито-песчаниками с косою слоистостью. Общая мощность серии свыше 2000 м. Она подразделена дополнительно на три свиты — уркендеускую, кабантаускую и айдахарлинскую, причем в нижней, уркендеуской (мощность 1000 м), преобладают порфириды.

В районе широко развиты гранито-гнейсы (узеньжальский комплекс), выходы которых приурочены обычно к ядрам частных антиклинальных структур. По данным Ю. А. Зайцева и др. [1980, с. 27], они имеют активный контакт со всеми описанными выше толщами. Абсолютный возраст гранито-гнейсов пока неясен и характеризуется следующими противоречивыми значениями, требующими, несомненно, проверки: 1400 и 850 млн. лет свинцово-изотопным методом по цирконам и 640 млн. лет калиево-аргоновым методом по слюдам (А. В. Авдеев и др.) [Допалезой..., 1974, т. I]. Некоторые авторы [Вишневская, 1958] придерживаются точки зрения о метасоматическом происхождении гранито-гнейсов Актау-Моингинского района. В этом случае датировка 1400 млн. лет, возможно, отражает возраст обломочных цирконов, захороненных в толще пород, подвергшихся гранитизации. Соответственно значения 850 и 650 млн. лет ближе определяют время формирования гранитоидов.

Что касается стратиграфической последовательности и возраста описанных выше свит и серий, то по этому вопросу пока нет единого мнения. Ю. А. Зайцев и др. [1980] предполагают три возможных варианта. 1. Киикская серия, выходы которой приурочены к антиклинориям, занимает наиболее низкое положение в разрезе. Верхнеатауская серия, выполняющая синклиорий, расположена выше. Алтынсынганская свита, залегающая на киикской серии с несогласием, венчает разрез рифея. 2. Возможно, что алтынсынганская свита должна быть сопоставлена с уркендеуской свитой, отвечая, таким образом, основанию разреза верхнеатауской серии, располагающейся на киикской. 3. Наконец, при иной трактовке структуры района область развития верхнеатауской серии рассматривается как осевой ствол

Актау-Моинтинского антиклинория. В этом случае породы серии считаются наиболее древними и располагаются в основании разреза докембрия. Подобной точки зрения придерживается Л. И. Филатова [1976, 1978]. В докладе на совещании по докембрию в г. Новосибирске в 1980 г. она в доказательство своих построений привела значение 1800 млн. лет, полученное свинцово-изохронным методом по цирконам для порфиридов уркендеуской свиты.

Оценивая изложенный материал, отметим, что радиологические данные для докембрийских образований Актау-Моинтинского массива пока, к сожалению, весьма противоречивы и мало надежны. Поэтому в настоящий момент мы склонны придавать большее значение чисто геологическим данным, из которых наиболее важны следующие.

В породах киикской серии Н. А. Пупышевым были найдены акритархи и строматолиты [Вознесенский, 1971а], среди которых определен *Baicalia* sp., характерный для среднего рифея. Кроме того, в ряде пунктов наблюдается несогласие, с базальными конгломератами в основании, залегание алтынсынганской свиты на киикской серии. Это доказывает соотношение двух названных толщ и позволяет принять позднерифейский возраст для алтынсынганской свиты, что совпадает с радиологическими данными (800 млн. лет).

Пока неясным остается положение в разрезе верхнеатауской серии. Для выяснения этого вопроса необходимы дополнительные радиологические исследования и детальное изучение тектонической структуры района. В случае получения убедительных данных о приуроченности этой серии к низам разреза в Актау-Моинтинском массиве, так же как и в массиве Улутау, появляются два уровня порфиридов. При этом нижний уровень близок к положению в разрезе джусембайской серии Улутау.

Более молодые отложения Актау-Моинтинского массива относятся к совершенно другому структурно-формационному комплексу [Допалеозой..., 1974, т. 1; Зайцев, Хераскова, 1979]. В основании их находится терригенная толща изменчивой мощности (50—700 м), несогласно залегающая на различных горизонтах рифея (кенелинская, казансынганская, балкылдакская или байэпшинская свиты V, по разным авторам). Это кварцевые и аркозовые (липарито-вулканомиктовые) песчаники, иногда косослоистые и красноцветные, разногалечные, вплоть до валунных, конгломераты, единичные прослои алевролитов; вверху местами появляются горизонты доломитов. На северо-западе массива терригенная толща согласно сменяется карбонатным разрезом, мощность которого увеличивается в западном направлении с 500 до 1850 м (басагинская серия V?—Є₂). Здесь преобладают доломиты, внизу тонкослоистые онколитовые и строматолитовые, выше массивно-слоистые, иногда с прослоями и линзами темных кремней и горизонтами карбонатных брекчий. Известняки занимают подчиненное положение; их роль сильно

возрастает в самом верху разреза, где наблюдается, по данным Н. А. Пупышева [Допалеозой..., 1974, т. 1], обогащение фосфатным веществом.

Резюмируя все сказанное, укажем, что с принятых нами позиций стадийности формирования континентальной коры возраст последней в Актау-Моинтинском массиве, как и в Улугтау, отвечает концу рифея. Киикская серия, для которой характерны широкое развитие мелководных фаций, линзы грубообломочных пород, появление красноцветных окрасок и прочее, сформировалась в переходную стадию развития в прогибе с режимом, близким к режиму накопления нижних моласс. Порфиroidы алтынсынганской свиты, а также следующие за ними узеньжальские гранитоиды свидетельствуют о наступлении континентальной стадии. Наконец, вышележащие осадки венда—кембрия, отложившиеся в мелководном эпиконтинентальном бассейне шельфового типа, могут рассматриваться как платформенный чехол.

МАССИВЫ ЮЖНОЙ ГРУППЫ

Сведения об остальных докембрийских массивах, расположенных в пределах карты, значительно более скудны. Это связано с недостаточно разработанной пока стратиграфией докембрия в их пределах, а также с малым количеством надежных данных по абсолютному возрасту, на которые с уверенностью можно было бы опираться.

Для массивов, расположенных в южной части описываемой территории (Бурунтавский, Жельтавский, Чуйский и Кендыктаский), характерно наличие дорифейского основания. Оно сложено разнообразными кристаллическими сланцами—гранат-биотит-мусковитовыми, двуслюдяными, актинолитовыми, а также гнейсами, часто очковыми и содержащими гранат, амфиболитами, кварцитами и мраморами. Все породы интенсивно гранитизированы, сложно дислоцированы, широко развита плйчатость. Мощность велика и не поддается точному определению. Характер разрезов неоднороден и варьирует от района к району. Этим обстоятельством, а также отсутствием надежных возрастных датировок вызвано разнообразие местных названий свит (карамысская, жингельдинская, анрахайская, тасжарганская, айдалинская, борбасская, сарыбулакская свиты, по разным авторам). Первоначальные состав и структуры исходных отложений в большинстве случаев неопределимы. Однако иногда можно говорить о том, что это были терригенные, преимущественно песчано-глинистые осадки. Имеющиеся данные абсолютного возраста немногочисленны и выполнены главным образом калий-аргоновым и альфа-свинцовым, реже—свинцово-изохронным методами. Так, для слюдяных сланцев жингельдинской свиты (Жельтавский массив) известны значения 1560 ± 140 млн. лет, для кварцитов сарыбулакской свиты (горы Кендыктас)— 1860 ± 180 и 1930 ± 70 млн. лет для гнейсов. Гранито-гнейсы, прорывающие

каракамысскую свиту (Бурунтавский массив), имеют возраст 1150 ± 100 , гнейсы гор Анархай — 1800 ± 50 млн. лет [Геология..., 1976; Чу-Илийский..., 1980]. В среднем для этих метаморфических серий принимаются значения в интервале 1,5—1,8 млрд. лет, причем дорифейский возраст обосновывается перекрытием их слабее метаморфизованными образованиями рифея и охарактеризованными органическими остатками толщами венда, кембрия и нижнего ордовика.

Разрезы рифея кратко могут быть охарактеризованы следующим образом. В Бурунтавском массиве на метаморфических образованиях каракамысской свиты с несогласием и конгломератами в основании залегает вулканоплутонический комплекс кислого состава (орумбайская свита), который может рассматриваться как комплекс-показатель формирования континентальной коры. Абсолютный возраст порфиридов, определенный альфа-свинцовым методом по цирконам, 965 и 1150 млн. лет. К верхней части рифея, вероятно, должна быть отнесена широко развитая в западной части массива толща белых микрокварцитов (егинбулакская свита, по Н. Г. Марковой [1961]), близко напоминающая кокчетавскую свиту и играющая роль чехла. Более молодые отложения чехла представлены толщей доломитов, перемежающихся вверх с кварцевыми и карбонатно-кварцевыми песчаниками, конгломератами и глинистыми сланцами (дарбазинская свита V, видимая мощность более 700 м). Накопление их происходило в мелководно-лагунном бассейне на пенепленизированном массиве [Геология..., 1976].

В Кендыктасском массиве выше метаморфических образований сарыбулакской свиты также расположен вулканический комплекс кислого и основного состава. Породы подверглись интенсивному динамометаморфизму и, как правило, превращены в порфиroidы и порфиритоиды [Геология СССР, 1971]. Абсолютный возраст порфиридов альфа-свинцовым методом по циркону 910 и 930 млн. лет. Выше расположены фаунистически охарактеризованные образования верхнего кембрия.

В Чуйском массиве последовательность разреза рифея, достигающего значительной мощности, пока недостаточно ясна. Однако здесь также широко развиты вулканические образования — порфиroidы и порфиритоиды с пачками кристаллических сланцев (кшикринская и юалинская свиты), а также венчающая разрез толща белых кварцитов — вероятный аналог кокчетавской свиты.

В Жельтавском массиве рифей отсутствует и метаморфические образования жингельдинской и анрахайской свит несогласно перекрыты нижним ордовиком.

Таким образом, несмотря на скудные сведения о докембрийских породах рассмотренных массивов, все же можно говорить об общей близости свойственных им разрезов. Повсеместно в их пределах известны выходы дорифейского сиалического основания. Для рифейского времени характерно появление вулкано-

плутонических образований кислого и контрастного состава; местами широко развит чехол. Все это позволяет говорить о том, что время формирования коры этих массивов, вероятно, близко к установленному для Кокчетавского массива. Неясно, однако, развивались ли рассмотренные южные массивы самостоятельно, наподобие «ядер роста», которые лишь в конце рифея объединились в единый более крупный массив, затем рассеченный рифтинговой системой Жалаир-Найманской и Сарытумской зон, или они представляли собой единый массив уже в раннем докембрии? Ответить на этот вопрос в настоящее время из-за отсутствия материала не представляется возможным.

ДЖУНГАРСКИЙ МАССИВ

В литературе известны две точки зрения о строении этого массива. Согласно одной из них [Геология СССР, 1971], вскрытые здесь метаморфические образования (сарычабынская свита) скорее всего имеют раннепалеозойский возраст, так как входят в состав единой мощной серии пород, в верхах которой обнаружены остатки позднеордовикской — раннесилурийской фауны. Метаморфизм их крайне неравномерен, достигает в некоторых участках амфиболитовой ступени, в других — зеленосланцевой фации.

Другая точка зрения высказана И. И. Никитченко и его соавторами [1973; Никитченко, 1978]. По их мнению, в Джунгарском Алатау, главным образом в Южно-Джунгарском (Текелийском) антиклинории, наблюдаются значительные выходы докембрийских образований, среди которых выделяются дорифей, рифей и венд. К дорифею относится гнейсо-мигматитовый комплекс (сарычабынская серия), образующий типичные куполовидные структуры. Здесь развиты плагиогнейсы (биотитовые, биотит-роговообманковые и др.), мигматиты и гранито-гнейсы с редкими прослоями мраморов, амфиболитов и кристаллических сланцев. В некоторых районах наблюдается закономерная смена пород от периферии к ядру купола, причем гнейсы и кристаллические сланцы периферической части последовательно сменяются гнейсо-мигматитами и мигматитами, затем — гранито-гнейсами и, наконец, нормальными плагиогранитами.

Нижний—средний рифей (усекская серия, подразделенная на три свиты) сложен внизу кварцито-сланцевым комплексом, выше — карбонатными и мергелистыми породами, еще выше — темно-серыми и черными глинисто-кремнисто-известковыми углеродистыми и углеродисто-глинистыми сланцами, содержащими до 20% углерода. Местами породы интенсивно метаморфизованы (эпидот-амфиболитовая фация) и превращены в кварцево-сланцевые сланцы, мраморы и известково-силикатные породы. Абсолютный возраст слюдястых кварцитов низов серии, определенный свинцово-изохронным методом по циркону, 1100 ± 100 млн. лет. В средней части серии обнаружены следы стро-

матолитов, в верхах (текелийская свита) — остатки водорослей. Этим обосновывается ранне-среднерифейский возраст описываемых образований, разрез которых превышает 3000 м.

Выше расположена тышканская серия верхнего рифея — венда, залегающая на описанных образованиях с угловым несогласием и размывом. При этом к верхнему рифею И. И. Никитченко отнесена толща пород, начинающаяся базальными конгломератами и сложенная кварцитовидными песчаниками, кварцевыми алевролитами и филлитовидными сланцами с маломощными прослоями кварцитов и пачками (до 250—300 м) порфиroidов (бурханская свита мощностью 1000 м). Местами породы испытали интенсивный динамометаморфизм. Венд (1000 м), также отделенный перерывом от нижележащих образований, сложен снизу песчано-глинистыми образованиями с горизонтами тиллитоподобных конгломератов, а также карбонатно-кремнистыми породами и доломитами, в которых найдены онколиты юдомского комплекса Сибири. Выше расположены фосфатоносные мелкогалечные конгломераты, кварцевые фосфатоносные песчаники, переслаивающиеся с алевролитами, и тиллоиды, цемент которых также фосфатизирован. Разрез венчается мощной толщей пород (1500—1800 м), отнесенной И. И. Никитченко к кембро-ордовику. В верхах ее найдена плохой сохранности фауна позднего ордовика.

Легко видеть, что приведенный разрез обнаруживает много общего с разрезом Актау-Моинтинского массива. Отличие его является лишь наличие дорифейского ядра, что связано, вероятно, с большей эродированностью Джунгарского массива. Усекская серия (R_{1-2}) хорошо параллелизуется с киикской серией; бурханская свита (R_3), вероятно, является фациальным аналогом алтынсынганской свиты. Очень типичны образования венда с четко выраженной фосфатизированностью пород, относящиеся по аналогии с Актау-Моинтинским районом к платформенному чехлу. Следовательно, в Джунгарском массиве могут быть выделены переходная стадия развития земной коры, отвечающая раннему—среднему рифею, и континентальная, охватывающая поздний рифей — венд.

Подводя итог изложенному в данном разделе, можно говорить о том, что докембрийские массивы были неоднотипны. Так, по времени формирования континентальной коры намечается по крайней мере два типа их с окончанием этого процесса к позднему рифею (950—1000 млн. лет) и к венду (600—800 млн. лет). Примером первых являются Кокчетавский и, вероятно, южные массивы, примером вторых — Улутау, Актау-Моинтинский и Джунгарский массивы. Пока неясным остается развитие описанных массивов в дорифейское время. Сильное преобразование пород многократно наложенными процессами метаморфизма и гранитизации не позволяет судить сколько-нибудь определенно о последовательности развитых здесь толщ, а следовательно, о характере разреза, возрасте и тех этапах развития, которые

они прошли. Этим вызван обобщенный показ этого периода на карте. Однако можно предполагать, что и в дорифейское время развитие массивов было неоднотипно и что едва ли тогда существовал сплошной первичный панцирь древнего гранитизированного основания. Скорее всего это были независимо развивавшиеся ядра — своего рода зародыши будущих массивов среди обширных пространств с протоокеанической корой. В конце рифея массивы спаялись в единый, более крупный микроконтинент с развитой континентальной корой, к востоку и северо-востоку от которого на обширной территории продолжал существовать бассейн океанического типа [Антонюк и др., 1977]. Таким образом, с этого времени в пределах описываемого региона наметилось существование двух крупных разнородных структурных единиц (см. рис. 1), что нашло отражение в ходе дальнейшей эволюции земной коры Восточного Казахстана.

ОБЛАСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ПАЛЕОЗОЙСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

Процесс формирования континентальной коры Казахстана происходил стадийно и постепенно, в несколько этапов, каждый из которых был отмечен складчатостью, метаморфизмом и внедрением гранитоидов и отличался целым рядом особенностей в разных районах. Главные различия были вызваны обособлением к концу рифея двух основных геоблоков — Западного и Восточного¹. Западный геоблок представлял собой микроконтинент, а Восточный — палеоокеанический бассейн, лишенный сиалического субстрата². В пределах последнего становление континентальной коры шло однонаправленным путем, от океанической стадии к континентальной, вплоть до конца палеозоя. Участки с гранитно-метаморфическим слоем появились в разных местах в конце ордовика — начале силура, в конце силура, в позднем девоне, в конце раннего и начале среднего карбона, объединившись в области со зрелой корой к началу девона и в середине карбона (см. рис. 1). История тектонического развития Западного геоблока была существенно иной. Микроконтинент, состоявший из нескольких древних массивов, подвергся в венде раздроблению с раздвижением отдельных блоков, в результате чего возникли рифтовые зоны и участки с корой океанического или субокеанического типов. Гранитно-метаморфический слой образовался в их пределах в конце ордовика, положив начало созданию в Западном геоблоке новой континентальной коры, которое протекало относительно быстро и закончилось в основном уже к девону [Антонюк и др., 1977].

¹ Первоначально, при рассмотрении более ограниченной территории, были выделены соответственно Кокчетавско-Чуйский и Еремантау-Балхашский блоки [Антонюк и др., 1977].

² Близкий вывод ранее был сделан А. И. Суворовым [1971а].

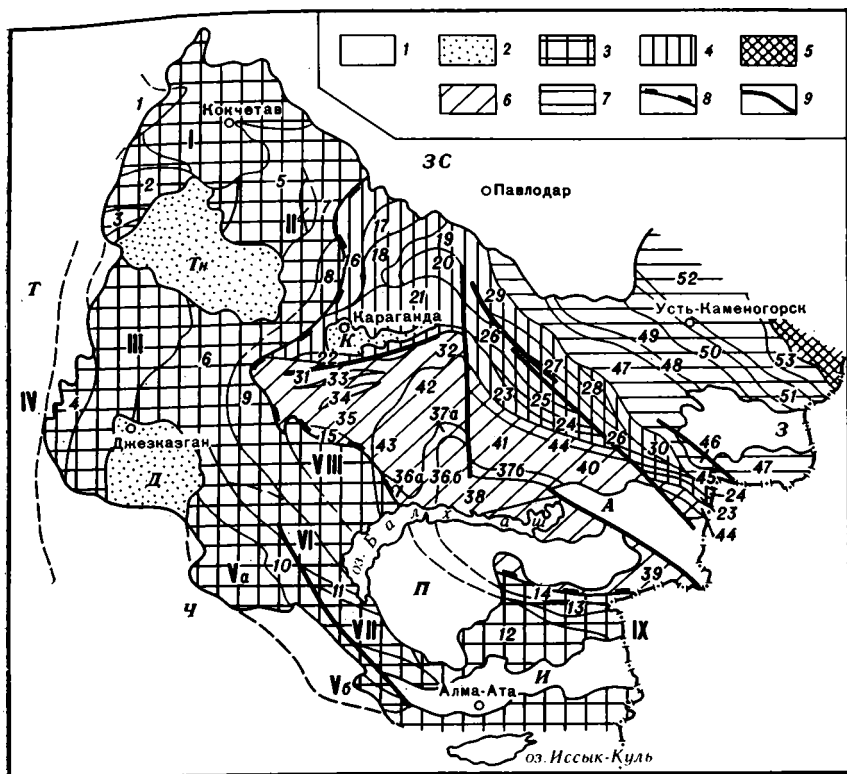


Рис. 3. Схема основных структурных элементов Восточного Казахстана

1 — мезозойско-кайнозойский чехол (низменности: ЗС — Западно-Сибирская, Т — Туранская; впадины: Ч — Чуйская, И — Илийская, П — Прибалхашская, А — Алакольская, З — Зайсанская); 2 — позднелеозойские наложенные впадины (Тн — Тенгизская, Д — Джекказганская, К — Карагандинская); 3—7 — складчатые системы: 3 — Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньская, 4 — Бошекул-Чингизская, 5 — Алтае-Саянская, 6 — Джунгаро-Балхашская, 7 — Зайсанская; 8 — граница Западного и Восточного геоблоков; 9 — крупные секущие разломы.

Цифры на схеме — докембрийские массивы: 1 — Кокчетавский, II — Ичекольмесский, III — Улутавский, IV — Южно-Тургайский, Va — Чуйский, Vb — Кендыктасский, VI — Бурунтавский, VII — Жельтавский, VIII — Актау-Монтинский, IX — Джунгарский; палеозойские структурно-формационные зоны: 1 — Марьевская, 2 — Калмыккульская, 3 — Джарканинагаская, 4 — Байконурская, 5 — Степнякская, 6 — Конская, 7 — Селетинская, 8 — Акдымская, 9 — Атауская, 10 — Жалаир-Найманская, 11 — Сарытумская, 12 — Илийская, 13 — Текели-Сайрамнорская, 14 — Центрально-Джунгарская, 15 — Аксоран-Акжалская, 16 — Тиесская, 17 — Бошекульская, 18 — Шиндарты-Кендыктинская, 19 — Майкаин-Кызылтасская, 20 — Баянаульская, 21 — Северо-Карагандинская, 22 — Спасская, 23 — Акбастауская, 24 — Акчатауская, 25 — Абралинская, 26 — Центрально-Чингизская, 27 — Чунайская, 28 — Аркалыкская, 29 — Алкамергенская, 30 — Тундык-Ащисуйская, 31 — Нуринская, 32 — Карасорская, 33 — Тектурмаская, 34 — Успенская, 35 — Жаман-Сарысуйская, 36a — Акмаинская, 36b — Котырасанская, 37a — Кусакская, 37b — Тюлькунинская, 38 — Балхашская, 39 — Северо-Джунгарская, 40 — Ваканасская, 41 — Северо-Балхашская, 42 — Северо-Токрауская, 43 — Южно-Токрауская, 44 — Карабулакская, 45 — Сарсазанская, 46 — Карбогинская, 47 — Жарма-Саурская, 48 — Чарская, 49 — Западно-Калбинская, 50 — Калба-Нарымская, 51 — Иртышко-Курчумская, 52 — Рудноалтайская, 53 — Белоубинско-Южноалтайская

Несмотря на пространственные и возрастные различия, формирование палеозойской континентальной коры представляется единым возвратно-поступательным процессом. Поставив своей целью показать в первую очередь его стадийность, мы ограничимся рассмотрением геологических комплексов и палеоструктур главных стадий развития, выбрав для этого характерные и по возможности наиболее изученные примеры вне зависимости от их приуроченности к участкам с тем или иным временем становления гранитно-метаморфического слоя. Такой подход вместе со сравнительным анализом выделенных типоморфных образований по площади, особенно на территории Западного и Восточного геоблоков, дает возможность выявить магистральный ход эволюции всего региона и подчеркнуть некоторые важные особенности, присущие разным тектоническим областям или их отдельным зонам.

Для удобства чтения последующего материала приводится рис. 3. Большинство географических привязок в тексте сделано к показанным на нем основным структурным элементам, названия которых в тех или иных сочетаниях прочно вошли в геологическую литературу. При этом следует отметить, что Алтае-Саянская¹, Бошекуль-Чингизская складчатые системы и большая часть Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньской относятся к каледонидам (области с девонской континентальной корой), а Зайсанская и Джунгаро-Балхашская системы — к герцинским складчатым сооружениям (области с позднепалеозойской корой). Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньская система включает все известные среди палеозойских Казахстана докембрийские массивы и отвечает Западному геоблоку. Бошекуль-Чингизская, Джунгаро-Балхашская и Зайсанская складчатые системы, развивавшиеся на коре океанического типа, объединены нами в Восточный геоблок.

Составляющие складчатые системы более мелкие тектонические единицы обычно выделяются в качестве антиклинориев, горст-антиклинориев, синклинориев, брахисинклинориев и т. д. Во многих случаях эти термины используются очень условно или вовсе не имеют приписываемого им морфологического смысла. Например, Чарский и Карбогинский «горст-антиклинории» Зайсанской складчатой системы представляют на самом деле сложно построенные синформные тектонические покровы [Гредюшко и др., 1978; Полянский и др., 1979; Самыгин, 1982]. Поэтому мы употребляем нейтральный термин «структурно-формационная зона», в который вкладываем прежде всего формационное содержание.

¹ В пределах Казахстана находится лишь незначительная краевая часть Алтае-Саянской системы, которая нами в дальнейшем не рассматривается.

КОМПЛЕКСЫ НАЧАЛЬНОЙ СТАДИИ РАСКРЫТИЯ ОКЕАНИЧЕСКИХ СТРУКТУР

Комплексы этой стадии получили развитие только в Западном геоблоке. Они возникли главным образом в венде при раздроблении, раскалывании и на первых этапах раздвижения сформировавшегося в конце рифея микроконтинента, сохранившиеся впоследствии лишь в узких и разно ориентированных зонах за пределами образовавшихся в результате рифтинга новых океанических структур. На тектонической карте рифтогенные комплексы показаны по краям и внутри Кокчетавского массива, на севере Улутавского, по западному краю последнего вдоль границы с Байконурской зоной, в Сарытумской зоне, разделившей Бурунтавский древний массив на две части (Жельтавский и Каракамысский массивы). В формационном отношении они довольно разнообразны. Главные различия были предопределены разнородностью исходного субстрата в различных зонах и, по-видимому, разными глубинными уровнями, на которых происходило раздвижение, а также активностью этого процесса [Антонюк и др., 1979].

На Кокчетавском массиве вдоль линейных зон разломов, сопровождаемых выходами гипербазитов, которые местами относятся к щелочно-ультраосновному комплексу, получила распространение *контрастная щелочная осадочно-вулканогенная формация* (никольско-бурлукская серия V). Мощность ее довольно изменчива, местами достигает 3000 м. Среди вулканитов, составляющих на отдельных участках до половины объема формации, преобладают (80—90%) базальтоиды повышенной щелочности, присутствуют натровые риолиты и широко развиты калиевые риолиты, которые обусловили общий контрастный характер серии [Розен, 1971]. Особенности петрохимии вулканитов (контрастность, калиевая щелочность), связь их с грубообломочными полимиктовыми конгломератами, а также локальное распространение этих отложений в приразломных впадинах позволяют предполагать, что они генетически связаны с началом растяжения консолидированной сиалической земной коры и появлением зон, подобных континентальным рифтам. На близкое присутствие и размыв гранитно-метаморфического слоя указывает состав терригенных осадков (зерна кварца, калиевых полевых шпатов, гранитов, кварцитов, гнейсов и других метаморфических пород). Ассоциация с кремнистыми сланцами, аргиллитами и яшмами, появляющимися в верху разрезов¹, свидетельствует о том, что рифтовые прогибы в дальнейшем углублялись и расширялись [Антонюк и др., 1979].

В Байконурской зоне, расположенной на западной окраине Улутавского массива и лучше всего изученной к настоя-

¹ В некоторых местах среди яшм отмечаются остатки радиолярий [Минервин и др., 1971], поэтому вполне вероятен раннепалеозойский возраст части разреза.

щему времени, выделяется несколько формаций. Наиболее полный, но сокращенный по мощности их разрез обнажается вдоль восточного фланга зоны.

Кремнисто-туффито-терригенная формация (акбулакская серия V) несогласно залегает на сналическом цоколе, представленном метаморфизованными породами наземной порфировой формации (коксуйская серия R₃), а в осевых частях замещается, видимо, мощной и несколько более древней толщей базальтоидов, предполагаемой по геофизическим данным [Хераскова, 1976].

Главными членами формации являются две группы пород: осадочные терригенные и терригенно-кремнистые (около 60%), вулканогенно-осадочные и вулканогенные (около 40%). Среди осадочных преобладают грубозернистые разности — конгломераты и разнородные песчаники; алевролитов, аргиллитов очень мало. Хорошо окатанный обломочный материал образовался за счет размыва позднерифейской вулканоплутонической ассоциации. Во второй группе наиболее распространены пирокласто-кремнистые и пирокластические породы кислого состава, преимущественно тонкообломочные и пестро окрашенные. Эффузивов немного, представлены они диабазами.

Разрез начинается базальными конгломератами, состоящими из галек пород коксуйской серии и прорывающих ее гранитов. Выше появляются более мелкозернистые породы (песчаники, гравелиты, туфопесчаники, кремнистые туффиты и пр.) с характерной ритмичной слоистостью: внизу — грубой, волнистой, прибрежно-морского типа; сверху — тонкой, горизонтальной. Самая верхняя пачка сложена ритмично переслаивающимися туфопесчаниками, туфоалевролитами, кремнистыми туффитами, пепловыми туфами кварцево-альбитофирового состава с горизонтами мелкокристаллических диабазов мощностью 70—100 м. Общая мощность формации 1500 м. В крайних восточных выходах, уже в пределах Улутавского массива, она сокращается до 400 м: из разреза исчезает вся нижняя грубообломочная часть, появляются красноцветные алевролиты.

Показателем петрохимического состава основных вулканитов. Диабазы характеризуются сравнительно низкими содержаниями SiO₂ (среднее 47,5%) и Al₂O₃ (среднее 15,2%), высокими — TiO₂ (2,5—4,8%, среднее 2,8%), K₂O (среднее 1,1%) и P₂O₅ (до 1,65, среднее 1%). По соотношению щелочей и кремнезема диабазы попадают в группу щелочных оливиновых базальтов [Хераскова и др., 1979], которые наиболее близки базальтоидам континентальных рифтов. Это подтверждается сравнением составов и расчетом уравнений дискриминантных функций [Кутолин, 1972].

Изучение состава осадочных пород показывает, что в кремнисто-туффито-терригенной формации присутствуют водоотложенные туфы, осадки турбидных потоков терригенного и пирокластического материала, осадки относительно глубоководных течений.

Начальный период накопления формации происходил в мелко-водных прибрежно-морских условиях и сопровождался размывом расчлененного рельефа. Породы имеют молассоидный облик, а их нечеткая грубая ритмичность отражает неравномерность прогибания. Несомненно влияние тектонического уступа, к востоку от которого резко выклинивается нижняя часть формации. В дальнейшем рельеф прибортовых участков зародившегося прогиба нивелируется, в связи с чем уменьшаются грубость и количество терригенного материала. Увеличивается глубина прогиба (исчезают волнистослоистые и красноцветные разности) и возрастает его площадь; верхняя часть формации трансгрессивно налегает на древние толщи Улутавского континентального массива.

Среди вулканогенных пород резко преобладает пирокластическая, лавы занимают незначительный объем. Тефру кислого состава поставляли, по-видимому, небольшие вулканические аппараты центрального типа. Часть вулканических построек располагалась, вероятно, вдоль зоны сопряжения Байконурского прогиба и Улутавского поднятия. Здесь на современном эрозионном срезе сохранились субвулканические тела альбитофиров. Суспензионные потоки разносили пирокластический материал далеко от вулканических центров в более глубокие части морского бассейна. При смещении тефрогенного материала с хемогенным кремнеземом накапливались кремнистые туффиты и туфосилциты. В конечные этапы образования формации произошли трещинные излияния диабазов, связанные, должно быть, с усилением движений по граничным разломам.

Спарагмитовая формация (сатанская, бозингенская, курайлинская, байконурская свиты V) распространена вдоль продольных разрывных нарушений. Главными членами ее являются тиллоиды, глинистые сланцы, песчаники, известняки и доломиты, второстепенными — гематитовые сланцы, вулканиты кислого и основного составов, кремнистые породы.

Тиллоиды слагают низы и верхи формации. Они представляют собой алевролит или глинистый сланец с погруженными в него несортированными обломками, глыбами и гальками более древних пород местного происхождения. Размер обломков 0,5 см — 1 м, распределены они крайне неравномерно. Характерно резкое изменение мощности и строения формации вкрест простирания [Хераскова, 1976; Зайцев, Хераскова, 1979]. Наиболее четко это установлено для верхнего горизонта тиллоидов. Мощность его в осевых частях прогиба 300—400 м, а на восточном борту — 25—100 м; при этом конгломераты отчасти замещаются тонкослоистыми глинистыми сланцами. На западе прогиба мощность тиллоидов также сокращена и большая часть их замещена песчаниками. Однако общая мощность формации здесь достигает 400 м за счет появления базальтовых порфиритов, туфов и брекчий. Для западного борта устанавливаются источники сноса с запада, для восточного — с востока. На крыльях прогиба

состав галек в тиллоидах более однообразен, чем в его осевых частях, где происходили смещение обломочного материала и разнос его вдоль прогиба.

Для средней части спарагмитовой формации характерны известняки, доломиты, иногда доломиты с гематитом. Часть обломков и глыб доломитов в тиллоидах, вероятно, представляет разрозненные и оползшие части пластов. Доломиты ассоциируют с зеленоцветными терригенными породами, преимущественно глинистыми, и распространены в центральной части прогиба. По направлению к его краям появляются красноцветные терригенные породы, а доломиты замещаются известняками (приток пресных вод?).

Выяснение условий образования спарагмитовой формации связано с установлением генезиса тиллоидов, происхождение которых понималось по-разному (ледниковые, пролювиальные, оползневые накопления, фация подножий скалистого берега и др.). А. Л. Книппер [1963] считал, что тиллоиды возникли в результате сочетания подводно-оползневых и ледниковых процессов. Новые данные [Хераскова, 1976] указывают на то, что тиллоиды являются морскими образованиями, содержащими прослой хемогенных карбонатных и кремнистых пород. Резкое изменение мощности, выпадение тиллоидов из разреза в областях поднятий, снос обломочного материала с западного и восточного бортов заставляют предполагать их накопление в прогибе, имеющем тектонические ограничения. Местный характер обломочного материала, резкое изменение состава обломков, выявляющее локальные источники сноса, исключают происхождение этих осадков за счет материкового оледенения. Среди тиллоидов преобладают конгломераты свала и подводно-оползневые пролювиальные накопления, формирующиеся у подножий тектонических уступов. Поэтому образование спарагмитовой формации связано, очевидно, с интенсивными контрастными движениями вдоль граничных разломов и развитием Байконурского прогиба в качестве довольно узкого рифтогенного трога.

Черносланцевая карбонатно-кремнистая формация (кокतालская свита Є) состоит из углеродисто-кремнистых, углеродисто-глинисто-кремнистых, углеродисто-глинистых сланцев и фтанитов, углеродистых пелитоморфных доломитистых известняков и водорослевых известняков. В виде отдельных маломощных горизонтов встречаются фосфориты, алюмофосфаты, кварцевые песчаники, карбонатные брекчии, карбонатно-глинистые и пиритоносные кварцево-серицитовые сланцы, баритовые породы. Фтаниты, углеродисто-глинисто-кремнистые сланцы отличаются исключительно высокими содержаниями ряда микроэлементов, достигающими нередко рудных концентраций. Как правило, они обогащены V, Mo и Ba, к которым могут добавляться Cr, Zn, Pb, Ag и др. Средние содержания микроэлементов мало изменяются на площади. Однако максимальные концентрации известны лишь вдоль восточной границы

Байконурского прогиба, где распространены ванадиеносные сланцы, скопления алюмофосфатных конкреций, пластовые тела фосфоритов, пластовые залежи и конкреции барита.

На крыльях Байконурского прогиба черносланцевая формация почти целиком сложена кремнистыми породами, содержащими маломощные прослои мелководных водорослевых известняков. По направлению к осевой зоне прогиба часть кремнистых пород замещена относительно более глубоководными пелитоморфными известняками, не содержащими остатков водорослей. В целом для формации характерна небольшая мощность осадков: всему кембрию соответствует толща пород мощностью 100—400 м, что свидетельствует о чрезвычайно замедленном осадконакоплении.

Нижняя граница формации почти всегда резкая. Она трансгрессивно перекрывает спарагмитовую, а в пределах Улутавского континентального массива — все более древние образования докембрия. Верхняя граница постепенная: карбонатно-кремнистая формация сменяется пестроцветной кремнисто-глинистой (O_{1-2}), накопление которой происходило уже в следующую стадию развития прогиба. Вдоль его восточного борта местами обнажается черносланцевая терригенно-карбонатно-кремнистая ассоциация пород, залегающая ниже спарагмитовой формации. Эта черносланцевая толща мощностью 150—300 м (жалтауская свита) очень похожа на рассмотренную выше и также является фосфатоносной и ванадиеносной. Не исключено, что спарагмитовая формация слагает гравитационно-тектонические покровы (гигантские оползни) или представлена продуктами их разрушения и перемыва внутри единой толщи черносланцевых металлоносных осадков.

Фациальные особенности черносланцевой формации свидетельствуют о прогрессирующем углублении и расширении Байконурского прогиба и об относительной его замкнутости (застойные условия). Характер распределения по площади количества полезных компонентов и кремнезема был обусловлен конседиментационными разломами по краям прогиба, в первую очередь в зоне сочленения с восточнее расположенным поднятием, где интенсивная эксгальационно-гидротермальная деятельность способствовала накоплению кремнистых пород, связанных с ними фосфатов и редких металлов. Исключительно высокая металлоносность черносланцевой формации позволяет сравнивать ее с металлоносными осадками современных рифтовых структур типа Красного моря.

В Сарытумской зоне вдоль системы субширотных разломов распространены, согласно данным С. Г. Токмачевой и др. [Геология., 1976], следующие формации рифтогенного комплекса: спарагмитовая (шопшокинская свита V), базальто-терригенная (жалгызская свита V), черносланцевая и кремнисто-терригенная неразделенные (бурултасская свита $E-O_1?$). Соотношения между ними почти всегда тектонические.

Главными членами спарагмитовой формации являются доломиты, кварцевые песчаники, а также тиллоиды, цементирующая масса которых представлена алевролитовым и глинистым материалом, а включения — несортированными, неокатанными или полуокатанными обломками кварца, кварцитов, кварцитовидных песчаников, карбонатных и интрузивных пород. Отложение этих образований происходило в грабенообразном прогибе, в котором мелководные участки соседствовали с относительно глубоководными. На поднятиях шло накопление рифогенных известняков; в межрифовых относительно глубоководных пространствах отлагались тиллоиды, представляющие собой осадки автокинетических пастообразных потоков. Обломочный материал их формировался за счет размыва поднятий и разрушения рифовых массивов [Kheraskova, 1981].

Наибольший интерес представляет *базальтово-терригенная формация*, с которой связано увеличение наметившегося растяжения. Характерной ее особенностью является сочетание оливинсодержащих титан-авгитовых базальтовых порфиритов, афиритов, спилитов, диабазов, туфов базальтового состава, продуктов их перебива (туфопесчаники, эдафогенные граувакковые песчаники) с тонкослоистыми кварцевыми, кварцитовидными песчаниками, гравелитами и конгломератами, возникшими за счет размыва докембрийских гранитизированных толщ и перебивавшего их осадочного чехла. С формацией связаны мелкие интрузии комптонитов, которые по соотношению SiO_2 (41,86%), K_2O (1,04%) и Na_2O (3,60%) соответствуют щелочным ультраосновным породам. Общая мощность формации около 1500 м.

Вулканыты слагают лишь 10—20% объема формации. Они относятся к слабо дифференцированной серии и отвечают в целом по составу базальтам со средним содержанием кремнезема — 50,5%, а глинозема — 13%. Характерны высокие содержания TiO_2 (1,0—3,6%, среднее 2,5%) и K_2O (0,5—2,55%, среднее 1,42%). По соотношению щелочей и кремнезема базальтоиды попадают в группу щелочных оливиновых базальтов континентальных рифтов. Весьма сходные формации известны в рифтах Афура [Логачев, 1977].

Кремнисто-терригенная и черносланцевая формации представлены туфопесчаниками и «мусорными» песчаниками с пластами базальтовых порфиритов и телами диабазов, вверх сменяющимися пестрой толщей кремнистых, углисто-кремнистых и углисто-глинистых сланцев, туфопесчаников и доломитов с подчиненным значением эффузивных и эффузивно-туфогенных пород. Вулканыты основного состава по химизму близки породам щелочной оливинбазальтовой серии континентальных рифтов [Кутолин, 1972] и отличаются повышенным содержанием K_2O (до 3%). Для пород верхней части характерно, аналогично Байконурскому прогибу, повышенное содержание P, V, Pb, Ba, а также Fe и Mn. Формация накапливалась в постепенно углублявшемся и расширявшемся бассейне. Терригенный материал

существенно кварцевый и свидетельствует о значительной зрелости коры в областях сноса.

Суммируя приведенные данные, следует отметить некоторые отличительные особенности рифтогенных комплексов. Прежде всего для них характерна отчетливо выраженная линейная форма распространения; формации очень выдержаны по простиранию тектонических зон и резко выклиниваются вкrest их простирания. Мощности формаций, как правило, сильно изменчива, что связано с контролирующим влиянием конседиментационных крутых разломов. К этим же разломам приурочены различные проявления магматизма и продукты эксгаляционно-гидротермальной деятельности, которые распределены по площади крайне неравномерно и присутствуют в разрезах спорадически. Вулканиды, как основные, которые в целом резко преобладают, так и кислые, характеризуются повышенной щелочностью, в том числе повышенным содержанием К, и по химизму сопоставимы с вулканитами зон современного эпиконтинентального рифтогенеза. С основными разностями нередко ассоциируют щелочно-ультраосновные породы. Среди осадков более нижних частей разрезов широко развиты приразломные плохо сортированные и грубые накопления; обломочный материал имеет местное «сиалическое» происхождение и часто молассоидный облик. Очень характерна постепенная смена вверх по разрезу мелководных прибрежных отложений глубоководными, образовавшимися на значительном удалении от берега и почти лишенными терригенного материала. Примечательно присутствие среди кремнистых осадков металлоносных и фосфатоносных разностей.

Перечисленные формационные особенности довольно типичны. Они в разной степени присущи рифтогенным комплексам различных регионов [Проблемы рифтогенеза, 1975; Тектоника..., 1977, 1980], в том числе и многих других фанерозойских геосинклинальных областей, где появление этих комплексов также знаменует начальную стадию раскрытия новых океанических структур.

КОМПЛЕКСЫ МЕЛАНОКРАТОВОГО ФУНДАМЕНТА

Породы меланократового основания относятся к нижним и наиболее древним, обычно метаморфизованным членам офиолитовой ассоциации, исследованием которых в Восточном Казахстане долгое время занимался Н. П. Михайлов [1962, 1971]. Их выходы, свидетельствующие о существовании палеоструктур с корой океанического типа, часто группируются в протяженные пояса. Наиболее крупные пояса приурочены к Жалаир-Найманской (Западный геоблок), Майкаин-Кызылтаской, Тектурмаской, Балхашской и Чарской (Восточный геоблок) структурно-формационным зонам. Маломощные пояса и изолированные выходы известны почти во всех других зонах Восточного геоблока и в ряде мест Западного. Соотношения с окружающими толщами

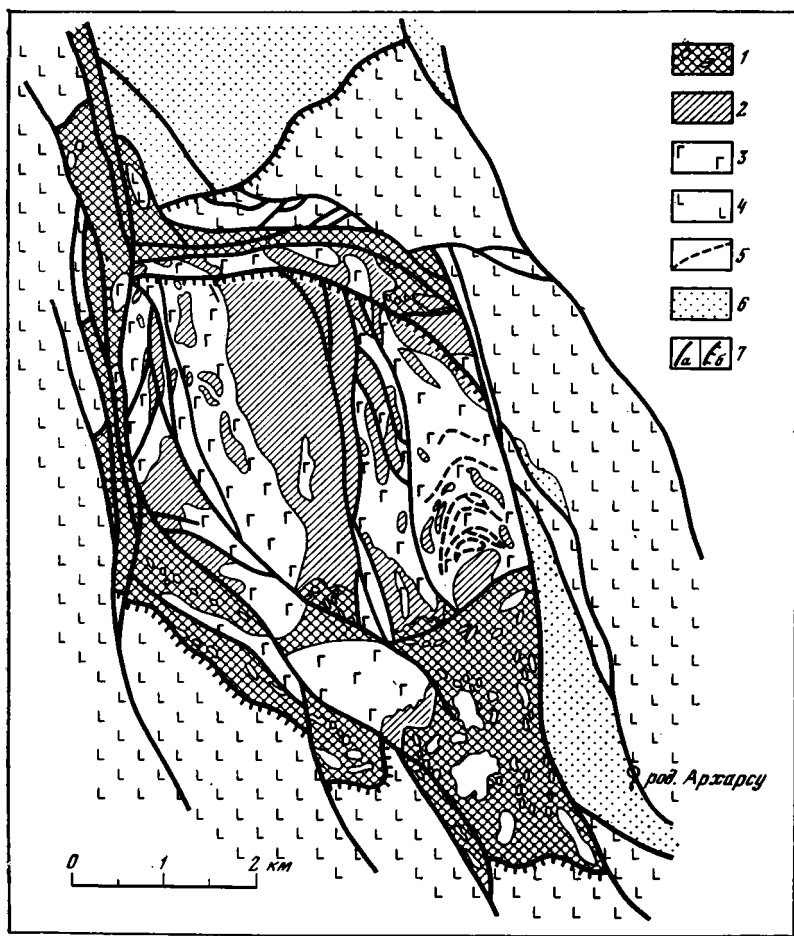


Рис. 4. Схема геологического строения офиолитовой ассоциации в районе род. Архарсу (Балхашская зона). Составил Р. М. Антонюк

1 — серпентинитовый меланж; 2 — верлиты с жилами пироксенитов; 3 — полосчатые габбро и габбро-амфиболиты; 4 — недифференцированные базальты итмурудинской свиты (с 1-2 р); 5 — дайки диабазов и мелкозернистых офитовых габбро; 6 — граувакковые песчаники (S); 7 — разломы (а), в том числе надвиги (б)

повсеместно тектонические. Относящиеся к меланократовому фундаменту породы фрагментарно обнажаются в составе сложно перемятых расчешуенных пластин (рис. 4), где слагают отдельные массивные блоки и будины или образуют серпентинитовый меланж, а также вскрываются в виде линейных, иногда куполовидных прогрузий, являясь, видимо, выжатými отторженцами офиолитовых пластин, залегающих на глубине. Реже встречаются самостоятельные сравнительно небольшие массивы гипербазитов

и габброидов, главным образом на участках с древней сиалической корой (Западный геоблок), где они находятся в аллохтонном залегании.

Первоначальное строение разреза меланократового фундамента может быть реконструировано с определенным приближением и только по аналогии с современными структурами и хорошо изученными альпийскими офиолитовыми поясами, где установлена следующая генеральная последовательность пород: дунит-(лерцолит)-гарцбургитовый комплекс (верхняя мантия), полосчатый дунит(верлит)-пироксенит-габбровый комплекс (палео-Мохо), габбро и габбро-амфиболиты, нередко с метаморфизованными базальтоидами, связанными с ними осадочными образованиями и комплексом параллельных даек диабазов (аналоги слоя 3).

Среди казахстанских палеозойд отмечаются фрагменты всех разностей приведенного разреза, однако об истинной мощности различных его частей в настоящее время судить очень трудно. Отличительными особенностями, пожалуй, являются широкое развитие метаморфит высоких давлений — гранатосодержащих амфиболитов и эклогитоподобных пород — и гораздо меньшее по сравнению с альпийскими областями распространение пород полосчатого комплекса. Возраст образований, входивших в меланократовый фундамент, остается, как и в других регионах, в значительной степени дискуссионным. Можно обоснованно лишь утверждать, что он всюду более древний, чем возраст пространственно сопряженных комплексов океанической стадии [Ляпичев, 1956; Антонюк, 1974], составлявших некогда кроющий чехол, и в разных зонах сформировался, вероятно, в различное время.

Вещественный состав меланократового фундамента лучше всего изучен в пределах Чарского офиолитового пояса, обнажающегося в осевой части Зайсанской складчатой системы. Этот пояс представляет собой тектонический покров, смятый совместно с окружающими толщами [Гредюшко и др., 1978] и состоящий, по-видимому, из нескольких самостоятельных пластин [Елисеев, 1936; Полянский и др., 1979]. Широко распространен серпентинитовый меланж чрезвычайно пестрого состава, впервые выделенный и описанный И. А. Ротаршем и Е. А. Гредюшко [1974]. Породы, относящиеся к меланократовому основанию, встречаются только среди меланжа в виде глыб, блоков и обрывков пластин разного размера и формы; наиболее крупные из них достигают в длину 1,5 км.

Детальное исследование этих включений было проведено Н. Л. Добрецовым, П. В. Ермоловым, В. Д. Хомяковым [1979]. Согласно их данным, выделяются две различные ассоциации офиолитового ряда, относящиеся к разным тектоническим пластинам. В составе первой преобладают метаморфические породы высоких давлений: гранатовые (гранат-цоизитовые, гранат-эпидотовые) амфиболиты, часто со скиалитами эклогитов, зелено-

сланцевые диафориты по эклогитам, глаукофановые, гранат-глаукофановые, глаукофан-лавсонитовые сланцы и диафориты по ним, гранат-мусковит-глаукофановые и рибекитовые кварциты, рибекитовые сланцы. Им подчинены габброиды и метаморфиты переходных и низких давлений: зеленые сланцы, содержащие винчит или кроссит; амфиболовые сланцы; гематитовые кварциты. С перечисленными образованиями структурно тесно связаны фрагменты яшмово-спилит-диабазовой толщи с остатками радиолярий O_{2-3} . Вулканы по своему химизму отвечают мадлоглиноземистым и высокотитанистым базальтам, изредка андезито-базальтам [Полянский и др., 1979]. С ними по составу коррелируются редко встречающиеся титан-керсутитовые габбро.

Метаморфиты высоких давлений представляют собой метагаббро-метадиабазы (эклогиты и апоэклогитовые амфиболиты), метабазаальты, родственные им метатугфы, метаграувакки и метаморфизованные глубоководные кремнистые осадки, т. е. почти полный набор метаофиолитов, общим признаком которых является повышенная титанистость, железистость и щелочность [Добрецов и др., 1979]. Усредненный состав метабазаальтов близок к щелочным оливиновым базальтам океанического типа. В крупных глыбах метаморфических пород четко проявлены следы многократных деформаций. К-Аг возраст полосчатых гранатовых амфиболитов с реликтами эклогитов варьирует от 477 ± 20 до 545 ± 50 млн. лет [Добрецов, Пономарева, 1969].

Среди другой группы включений присутствуют массивные апоперидотитовые серпентиниты, габбро, плагиоклазовые амфиболиты, горнblendиты, амфибол-плагиоклазовые сланцы, плагиогранитоиды (плагиоклазиты, плагиограносиениты, плагиограниты), углеродистые, слюдястые и мономинеральные кварциты, метасоматиты по габбро, пироксенитам и плагиогранитоидам (родингиты, актиногит-цоизитовые породы, нефриты, альбититы и олигоклазиты). С ними ассоциируют диабазовые и базальтовые афириты и скуднопорфировые порфириты, содержащие кремнистые алевролиты и яшмоиды с радиоляриями D_{1-2} , а также фрагменты карбонатно-кремнисто-грауваккового разреза $S_{1w}-D_2$ [Ротараш и др., 1982]. Базаальтоиды относятся к плагиобазальтам с щелочным уклоном и высоким содержанием глинозема и титана [Полянский и др., 1979].

В серпентинизированных ультрабазитах по первичному составу различаются гарцбургиты, лерцолиты, дуниты и пироксениты (энстатититы); нередко встречаются глыбы алюмохромитов с кумулятивной структурой вкрапленных руд. Эти породы принадлежат дунит-гарцбургитовой формации и имеют полную петрохимическую аналогию с океаническими и альпийскими ультрабазитами, отличаясь от всех типов интрузивных ультраосновных пород [Добрецов и др., 1979]. Среди габбро выделяются диоксид-роговообманковые разновидности и родингитизированные габбро-анортозиты. Первые представляют, возможно, меланжированный комплекс параллельных даек. Родингитизиро-

ванные габбро и родингиты — характерные метаморфические образования низких давлений, связанные постепенным переходом с безгранатовыми амфиболитами (метагаббро и метадиабазы), которым количественно подчинены. Метаморфиты низких давлений имеют высокоглиноземистый лейкобазальтовый состав [Добрецов и др., 1979]. Отмечается пространственное сонахождение амфиболитов и плагиогранитоидов; отдельные глыбы амфиболитов мигматизированы и превращены в амфиболовые плагиоклазиты и плагиограносиениты.

Структурная разобщенность двух групп меланократовых пород Чарского пояса (разные тектонические пластины) и связь их с разновозрастными толщами свидетельствуют о вероятной принадлежности их к реликтам мафического фундамента различного возраста. Более древний, где, судя по радиологическим датировкам, уже в кембрии происходили ретроградные метаморфические преобразования, в верхней части был сложен щелочно-метабазитовым комплексом высоких давлений и перекрывался разрезом нижнего палеозоя (O_{2-3}). Более молодой, подстилавший среднепалеозойские разрезы, представлен ультрабазитами дунит-гарцбургитовой формации и габбро-амфиболитовым комплексом с офиолитовыми плагиогранитоидами и метапородами низких давлений.

Другие известные выходы пород меланократового основания сопряжены с верхними членами офиолитовой ассоциации иного возраста (см. следующий раздел). Однако вне зависимости от этого среди них почти всегда присутствует, правда в разных соотношениях, большинство образований, встречающихся в Чарском офиолитовом поясе [Антонюк и др., 1976; Кузнецов, 1980; Чу-Илийский..., 1980].

Примечательно, что всюду на территории Восточного геоблока (палеоокеанический сектор Казахстана) в одних и тех же зонах распространены, как и в Чарском поясе, фрагменты-отторженцы разнородного по составу и времени формирования меланократового фундамента. Одни фрагменты, как правило, довольно редкие, сложены многократно деформированными и метаморфизованными, в том числе в условиях высоких давлений, базитами и ультрабазитами, другие представлены намного менее измененными разностями, обычными для нижних членов типового офиолитового разреза. Различный возраст имеют и верхние составляющие офиолитов вместе с ассоциирующими породами. Часть из них (базальтоиды, зеленые сланцы по ним, яшмо-кварциты, мраморизованные онколитовые известняки, рвущие тела габбро-диабазов, плагиогранитов, гранодиорит-порфиоров) датируется докембрием [Антонюк, 1974; Допалеозой..., 1974]. Эти образования очень сильно тектонизированы и обычно перемешаны с габбро и перидотитами [Беспалов, 1980]. Они также вошли в состав более древнего фундамента, претерпевшего длительную и сложную эволюцию и сохранившегося местами среди участков более молодого меланократового основания, на которых в виде

чехла в палеозое продолжали накапливаться новые офиолитовые комплексы океанической стадии развития.

Для Западного геоблока (палеоконтинентальный сектор), где в пределах некоторых рифтогенных зон возникли вторичные океанические структуры, характерно более однородное строение меланократового фундамента. Например, в Андасайском массиве Жалаир-Найманской зоны присутствуют лишь реликты полосчатого базит-гипербазитового и габбро-амфиболитового комплексов [Чу-Илийский..., 1980, с. 177—179]. Разрез этого массива наиболее близок к разрезу основания Сакмарского новообразованного субокеанического бассейна на Южном Урале, которое обнажилось в результате раскола Восточно-Европейской древней плиты и раздвигавшихся ее частей [Тектоническая расслоенность..., 1980].

КОМПЛЕКСЫ ОКЕАНИЧЕСКОЙ СТАДИИ

Комплексы океанической стадии обычно ассоциируют с породами меланократового фундамента и включают осадочные и магматические формации, которые образовались в палеобассейнах с корой, лишенной гранитно-метаморфического слоя [Тектоника..., 1980]. Геодинамический режим этой стадии характеризовался преобладанием общего растяжения, на фоне которого спорадически возникали относительно небольшие локальные зоны сжатия. Такая обстановка обусловила значительное однообразие формационных комплексов, большая часть которых относится к верхним неметаморфизованным членам офиолитовой ассоциации (соотношения с нижними членами, входящими в меланократовый фундамент, в Казахстане всюду тектонические) и может рассматриваться как аналог слоев 2 и 1 современных океанических структур. Вместе с тем наблюдается и заметное различие в характере строения и особенностях состава конкретных разрезов по латерали, связанное с ранее возникшей неоднородностью земной коры, в том числе с близостью или удаленностью от континентальных массивов, служивших источником поступления чужеродного обломочного материала.

В разных тектонических зонах комплексы океанической стадии имеют различный стратиграфический объем, что указывает на разную длительность существования палеоструктур с океанической корой. Наиболее уверенно датируется время завершения их эволюции. В пределах Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньской складчатой системы это кембрий (?), Бошекуль-Чингизской — в основном ранний—средний кембрий, Джунгаро-Балхашской — средний ордовик, Зайсанской — первая половина девона. Намного труднее определить начало образования океанических комплексов. Если в Западном геоблоке (Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньская складчатая система) их появление относится к венду, то в отношении всей обширной территории Восточного геоблока Казахстана можно лишь утверждать, что часть разрезов океани-

ческой стадии в разное время на различных участках была дислоцирована, метаморфизована и вовлечена в состав меланократового основания (см. предыдущий раздел), характеризуя, таким образом, предысторию развития Восточно-Казахстанского палеоокеана. Здесь мы рассмотрим только относительно хорошо сохранившийся венд-раннепалеозойский новообразованный океанический чехол, наибольшие формационные различия которого наблюдаются между Западным и Восточным геоблоками.

На территории **ЗАПАДНОГО ГЕОБЛОКА** в **Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньской системе** распространены кремнисто-диабазовая, терригенно-кремнисто-туффовая и черносланцевая глинисто-кремнистая формации, которые обнажаются главным образом в Джаркаинагаческой тектонической зоне [Геология..., 1972; Хераскова и др., 1979; Хераскова, 1979], а также спилит-диабазовая формация, известная в Жалаир-Найманской зоне.

Кремнисто-диабазовая формация (нижняя часть братолюбовской серии V) залегает в видимой нижней части разреза. Вверх по разрезу и по простираению на юг, в Байконурской зоне, она замещается ассоциацией терригенных, кремнистых и вулканогенно-осадочных пород. Главный член кремнисто-диабазовой формации — мелкокристаллические диабазы, в меньшем количестве встречаются спилиты и лавовые брекчии. Последние, по-видимому, слагают кровлю потоков диабазов и спилитов. Вулканы группируются в пакки мощностью до нескольких сотен метров, разделенные прослоями пирокластических пород базальтового состава, кремнистых туффов, реже — яшм. Широко распространены субвулканические образования — дайки и штоки габбро-диабазов, с которыми иногда связаны проявления титаномагнетита. Видимая мощность формации около 1000 м. Для базальтоидов характерны сравнительно низкие содержания кремнезема (среднее 46,5%) и глинозема (среднее 14%) и относительно высокие — титана (среднее 2,4% TiO_2) и калия (0,9—2, среднее 1,1% K_2O). Содержания окиси магния изменяются в широких пределах — от 2,5 до 9,2%. На треугольной диаграмме АФМ [Хераскова и др., 1979] отмечаются кучное расположение точек составов и незначительная дифференциация, чем базальтоиды рассматриваемой формации отличаются от обычных толентовых серий. По расчетам уравнений дискриминантной функции [Кутолин, 1972], они близки к группе щелочных оливиновых базальтов, особенно к базальтам континентальных рифтов.

Терригенно-кремнисто-туффовая формация (верхняя часть братолюбовской серии V) имеет довольно сложный состав. Внизу преобладают аркозовые и полимиктовые песчаники, зеленовато- и красновато-серые, разнородные до гравийных, которые переслаиваются с вишневыми и голубовато-зелеными кремнистыми туффитами и туфопелитами. Песчаники образуют прослой от нескольких до 15—20 м. Слои туфосилитов не превышают по мощности первых метров. Верхняя часть формации образована чередованием кремнистых туффов, туфопелитов,

гиалотуфов базальтового состава. Структура пород слоистая, от нечеткой неправильной (в туфах) до тонкой горизонтальной. Общая мощность формации достигает 1500 м.

В целом эта формация по особенностям внутреннего строения и вещественному составу пород довольно близка к кремнисто-туфито-терригенной формации, накопившейся в соседней Байконурской зоне (акбулакская серия V), но являющейся частью рифтогенного комплекса. Отличия состоят в намного меньшем количестве сиалического обломочного материала, в лучшей его сортировке и меньшей грубости. В Джаркаинагачской зоне нет конгломератов, имеются лишь песчаники и алевролиты, очень редко гравелиты, т. е. осадки турбидных потоков, выносившиеся в более глубоководный и удаленный от континентальных массивов бассейн. Присутствие обломков порфировой формации (R_3) заставляет полагать, что основным источником сноса служил Улутавский массив. Наряду с этим частично размыты подвергались и вулканические поднятия внутри бассейна, сложенные базальтоидами подстилающей кремнисто-диабазовой формации. Тонкая пирокластика кислого состава связана с извержениями, происходившими, очевидно, далеко за пределами бассейна.

Черносланцевая глинисто-кремнистая формация (шинсайская свита ϵ_2) состоит главным образом из углеродисто-кремнистых, углеродисто-глинистых, кремнисто-глинистых сланцев, фтанитов, редко известняков и достигает мощности 500—800 м. Так же как и близкая по возрасту черносланцевая карбонатно-кремнистая формация Байконурской зоны, она является ванадиеносной и характеризует застойные условия осадконакопления относительно небольшого по размерам бассейна.

Спилит-диабазовая формация получила развитие в Жалаир-Найманской зоне, где к ней относится жиделинская [Металлогения..., 1977; Антонюк и др., 1979], или ачисуйская [Чу-Илийский..., 1980], свита венда ($V-\epsilon_1$?). Со всеми окружающими толщами она имеет тектонические контакты, а мощность ее превышает 1000 м. Формация представлена недифференцированной серией основных лав с незначительным количеством пирокластических и хемогенных пород. Характерны шаровые спилиты, вариолиты, базальтовые порфириты, многочисленные силлы диабазов и габбро-диабазов. По данным С. Г. Токмачевой [Чу-Илийский..., 1980], базальтоиды отличаются довольно низкими средними содержаниями SiO_2 (45,86%), TiO_2 (1,24%) и P_2O_5 (0,21%) и невысокой общей щелочностью ($\text{Na}_2\text{O} - 2,58\%$, $\text{K}_2\text{O} - 0,94\%$); средние содержания $\text{Al}_2\text{O}_3 - 16,5\%$, $\text{MgO} - 7,33\%$. По соотношению суммы щелочей и кремнезема, а также $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ они попадают в поле щелочных оливниновых базальтов.

В Жалаир-Найманской зоне к комплексу океанической стадии принадлежит также еще одна толща — осадочная жайсанская, или булакайрыкская, свита (ϵ_{2-3}) [Чу-Илийский..., 1980], которая по наличию горизонтов и пачек фосфор-ванадиеносных

углеродисто-кремнистых и глинистых сланцев, кремней, известняков с линзами доломитов очень близка черносланцевым формациям других зон.

В пределах ВОСТОЧНОГО ГЕОБЛОКА наиболее широко распространены яшмово-спилитовая и залегающая выше туффи-то-яшмовая формации. Они всюду, несмотря на различия в возрасте, однотипны [Звонцов, 1973; Антонюк, 1974; Антонюк и др., 1976; Хераскова и др., 1979; Хераскова, 1979], но лучше всего к настоящему времени изучены в **Джунгаро-Балхашской системе**, где обе формации повторяются в стратиграфической колонке дважды, что обусловлено, по-видимому, последовательными стадиями расширения океанического бассейна [Антонюк и др., 1977]. Примечательны в этом отношении разрезы Тектурмасской структурно-формационной зоны.

К *яшмово-спилитовой формации* здесь относятся карамурунская свита (Є_{1-2}) и нижняя, большая часть базарбайской свиты (O_2). Породы карамурунской свиты слагают ряд круто падающих тектонических пластин, которые сложно перемежаются с расчешуенными пластинами гипербазитов и серпентинитового мономиктового меланжа (рис. 5). Предположительно нижняя часть свиты сложена спилитами, обычно миндалекаменными и обладающими шаровой или подушечной отдельностью. Потоки лав плохо отделяются друг от друга, лишь изредка встречаются маломощные (1—2 м) линзы или будинированные прослои яшм брекчиевидно-полосчатой текстуры и линзы (5—7 м) литокластических туфов и лавовых брекчий. Встречаются силлы и дайки диабазов, диабазовых порфиритов, габбро-диабазов. Верхняя часть свиты построена более разнообразно. Здесь потоки шаровых и подушечных спилитов и микродиабазов мощностью 10—75, реже — 100 м разделены пачками туфосилитов и яшм мощностью 3—10 м. Последние обычно имеют однотипное строение. В основании, на контакте со спилитами, присутствует маломощный (0,5—5 м) слой кремнисто-железистых пород (рудоносные осадки?); выше залегают пласт яшм или пеплистых яшм. В других случаях выше железистых пород залегают кремнистые туффиты, туфопелиты, а венчает пачку пласт яшм. С верхней половиной свиты, по-видимому, связаны небольшие потоки, субвулканические тела и экструзии кератофиров. Общая мощность разреза 1000—1500 м.

Для основных вулканитов, по данным Т. Н. Херасковой, М. З. Новиковой и Н. И. Зардиашвили [1979], характерны повышенная щелочность (среднее содержание K_2O — 1,6%, Na_2O — 4,6%), высокие содержания TiO_2 (2,3%) и P_2O_5 (0,5%). По соотношению щелочей и кремнезема все базальтоиды попадают в поле щелочных оливиновых базальтов — трахибазальтов. Кремнекислые дифференциаты также характеризуются повышенным суммарным содержанием щелочей (9—10,5%). Для всех вулканитов установлена четкая щелочная тенденция дифференциации. По среднему составу они близки вулканическим толщам глы-

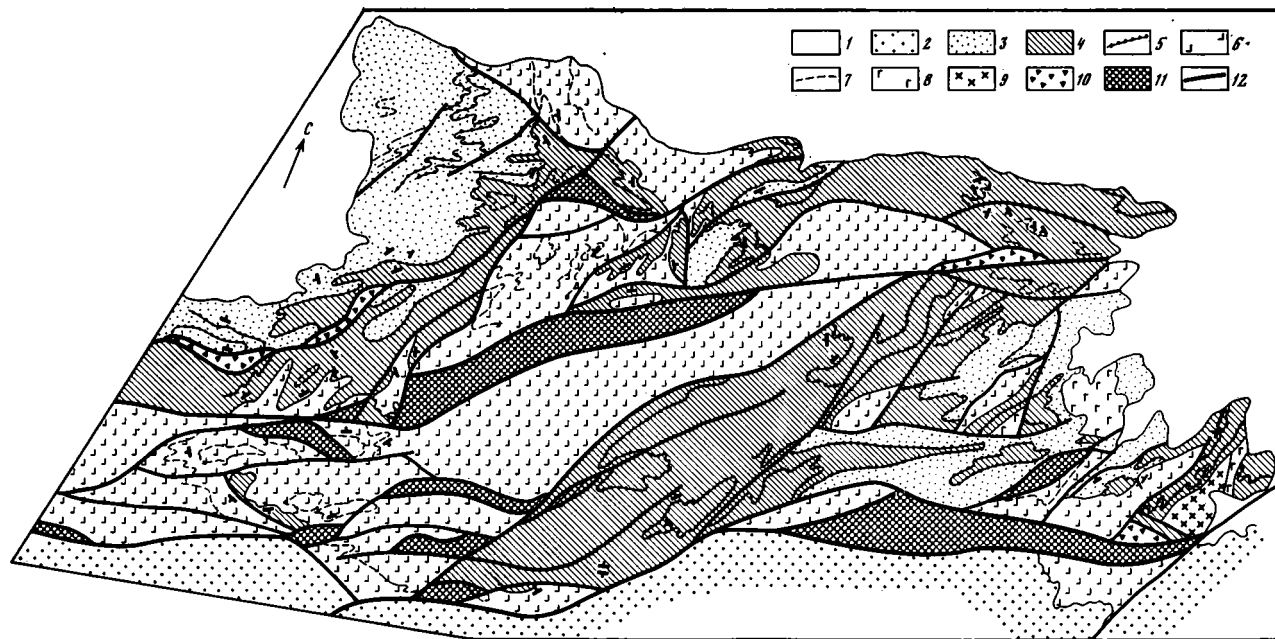


Рис. 5. Геологическая схема гор Сарытау (Тектурмасская зона). Составила Т. Н. Хераскова с использованием данных М. З. Новиковой [Бабичев и др., 1977б]

1 — кайнозойские отложения; 2 — кремнисто-терригенная формация (E_3-O_1 ?): кварцево-плагноклазовые песчаники, отдельные горизонты и линзы кремней; 3—5 — туфрито-яшмовая формация (тектурмасская свита E_3-O_1): 3 — конгломераты, яшмы, кремнистые алеволиты, туффиты верхней толщи. 4 — яшмы, фтаниты, кремнистые туффиты нижней толщи, 5 — маркирующие горизонты кремнистых пород; 6—7 — яшмово-спилитовая формация (карамурунская свита E_1-2): 6 — спилиты, 7 — прослой яшм; 8 — интрузивные габбро, габбро-диабазы (PZ₁); 9 — граниты (PZ₁?); 10 — тектонические брекчи габброидов; 11 — меланжированный габбро-гипербазитовый комплекс; 12 — разломы

бовых поднятий океанов и окраинных морей типа Японского. Высокие содержания калия и титана могут быть объяснены глубоким положением магматических очагов [Грин, Рингвуд, 1968], по крайней мере на начальных стадиях развития структуры. Геохимические данные и изотопные отношения $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ указывают на мантийное происхождение как базальтоидов, так и кератофигов [Антонюк, 1974; Антонюк и др., 1976].

Как уже отмечалось, для основных вулканических пород формации характерно широкое развитие шаровых и подушечных текстур, а также весьма однородный состав, выдержанный на значительной площади, и небольшое количество пирокластики. Это говорит о трещинном типе излияний базальтов. В некоторых случаях подводящие трещины фиксируются зонами развития аквагенных брекчий. Лава, изливавшаяся в морской бассейн, была очень жидкой, газы из нее отделялись спокойно, поэтому туфовые накопления почти отсутствуют. Практически полная бескарбонатность сопутствующих осадков делает возможным предположение о том, что яшмово-спилитовая формация накапливалась ниже уровня карбонатной компенсации.

С появлением пород кислого состава яшмово-спилитовая формация приобретает черты контрастной серии. Вверху формации кремнекислые разности составляют около 5% вулканитов. В основном это небольшие, часто до 10 м в поперечнике, субвулканические тела, которые представляют собой корневые части построек центрального типа, поставлявших преимущественно очень тонкий пирокластический материал. На склонах этих мелких вулканов формировались тефрогенные потоки, переносившие и переотлагавшие тонкую пирокластику в более глубоководные и нередко значительно удаленные от центров извержений участки дна в виде ритмично-слоистых, градационно-слоистых кремнистых туффигов и туфопелитов. Четкий парагенез яшм и туфосилитов заставляет предполагать, что садка хемогенного кремнезема и поступление пеплового материала осуществлялись в периоды затухания вулканической активности и усиления фумарольной и эксплозивной деятельности вулканов, извергавших материал кислого состава.

Более молодая яшмово-спилитовая формация (базарбайская свита) в целом очень близка вышеописанной. Следует лишь подчеркнуть, что среди базальтоидов повышенной щелочности здесь появляются нормальные толеитовые базальты. Поэтому для вулканитов базарбайской свиты, согласно данным М. З. Новиковой и Н. И. Зардиашвили [Хераскова и др., 1979], характерны более низкие содержания калия (в среднем 0,6% K_2O) и титана (0,9% TiO_2). Однако и здесь общая щелочность всегда выше 4% (в среднем 4,9%), железистость высокая и с увеличением содержания кремнезема увеличивается незначительно; в процессе дифференциации происходит накопление щелочей. Все эти признаки, включая особенности минерального состава, ука-

зывают на субщелочной характер базальтов базарбайской свиты, несмотря на близость их химического состава к толентам.

Туффито-яшмовая формация (тектурмасская свита E_3-O_1 , верхи базарбайской O_2) обычно следует в разрезе за яшмово-спилитовой, иногда частично замещая последнюю по простираению. В качестве примера остановимся на составе, строении и условиях образования наиболее детально изученной тектурмасской свиты [Хераскова, 1979]. Породы свиты без видимого несогласия залегают на карамурунской. К югу от гор Тектурмас и на крайнем западе, у границы Тектурмасской и Атасуйской зон, туффито-яшмовая формация, по крайней мере ее нижняя часть, замещается кремнисто-терригенной формацией, отнесенной к комплексу континентального склона и подножья.

Главными членами туффито-яшмовой формации являются красные яшмы, тонкозернистые пестроцветные кремнистые туффиты и туфы, кремнеобломочные породы. Второстепенные члены формации — фтаниты, дациты, андезиты, андезито-базальты повышенной щелочности. Общая мощность формации около 500 м. В нижней части выделяются пачка преимущественно зеленоцветных терригенных пород и туффитов, содержащая местами горизонт яшм и фтанитов, а также маломощные покровы лав и линзы туфов базальтового, андезито-базальтового и андезитового состава. Выше залегают пачка красных яшм мощностью от 30 до 100—120 м. Завершает разрез формации пачка пород, в которой преобладают пестроцветные кремнистые туффиты с пирокластической кислого состава, кремнистые туфопелиты, тефроиды, а также кремнеобломочные породы. Яшмы образуют лишь отдельные пласты. Кроме того, присутствуют единичные маломощные покровы туфов и лав дацитового и андезитового состава. Коммагматичные им субвулканические тела прорывают все нижележащие толщи.

Накопление пород туффитово-яшмовой формации происходило в удаленной от древних континентальных массивов области морского бассейна, куда сиалический материал мог приноситься течениями спорадически и в небольшом количестве. Лишь в незначительной мере сюда заходят образования песчаных потоков и катастрофических выносов терригенного материала, более характерные для формаций континентального склона и подножья. Полная бескарбонатность пород туффито-яшмовой формации свидетельствует скорее всего о значительной глубине осадконакопления ниже уровня карбонатной компенсации.

Основная масса обломочных пород представлена почти неокатанным материалом эдафогенного внутрибассейнового происхождения. При этом в составе обломков присутствуют как вмещающие породы, так и породы подстилающей яшмово-спилитовой формации, а также габброиды из комплекса меланократового фундамента. Этот факт, а также значительная фациальная изменчивость разрезов свидетельствуют о том, что их накопление происходило в условиях расчлененного рельефа. Рельеф, по-ви-

димому, частично был создан при массовых базальтовых излияниях предшествовавшей эпохи, частично в результате возникновения тектонических уступов, на что указывают широкое развитие брекчиевых текстур и закономерности фациальных замещений, выраженные в чередовании линейных частных поднятий и прогибов [Хераскова, 1979]; в последних преобладали кремнеобломочные породы и осадки с признаками подводного оползания. Интересно, что палеофациальная зональность имела близкое к меридиональному (юго-юго-западное — северо-северо-восточное) простирание и заметно отличалась от субширотного простирания современной структуры Тектурмаса.

Вулканическая деятельность проявилась довольно слабо. Основная масса пород вулканического происхождения представлена тонкозернистыми пирокластическими образованиями, являющимися, по всей видимости, материалом гидроэксplorаций и массовых выбросов тонкой тefры, переработанных суспензионными потоками. Вулканыты туффито-яшмовой формации (андезито-базальты, андезиты, дациты, туфы кислого состава и туфосилициты) могут, по-видимому, рассматриваться как конечные, обогащенные кремнекислотой продукты дифференциации родоначальной магмы, сопровождавшиеся выносом огромного количества кремнезема, что привело к вспышке кремненакопления. Начальными продуктами этого длительного процесса были недифференцированные базальты яшмово-спилитовой формации.

Разрез океанического комплекса, почти полностью идентичный приведенному выше, представительно обнажается также в Балхашской зоне Джунгаро-Балхашской провинции. Здесь яшмово-спилитовой формации отвечают итмурундинская (E_{1-2}) и тюретайская (O_{1-2}) свиты, туффито-яшмовой — казыкская ($E_{2,3}$) и верхняя часть тюретайской свиты¹.

«Сдвоенный» характер имел океанический комплекс и на территории Зайсанской складчатой системы, о чем можно судить по фрагментарным разрезам, сохранившимся среди сложно дислоцированных тектонических покровов Чарской зоны [Геологическая карта..., 1979; Полянский и др., 1979; Ротараш и др., 1982]. Базальтоиды, яшмы и связанная с ними внутрибассейновая кластика накапливались здесь в среднем—позднем ордовике (возможно, в самом начале силура) и в первой половине девона.

В Бошекуль-Чингизской системе наряду с яшмово-спилитовой и туффито-яшмовой получила развитие карбонатно-спилитовая формация. Первые две формации распространены главным образом по краям системы и имеют разный возраст. В Тиесской зоне (горы Ерементау) нижняя, спилит-диабазовая, часть яшмово-спилитовой формации представлена тиесской свитой ($V^?—E_1$), к туффито-яшмовой (карбонатно-туффито-яшмовой) относится

¹ Возраст яшмосодержащих и яшмовых толщ был уточнен по радиоляриям, как и в других районах Джунгаро-Балхашской и Бошекуль-Чингизской систем, Б. Б. Назаровым [1975].

жельтауская свита ($\text{Є}_{2-3?}$). В других зонах — Майкаин-Кызылтаской, Алкамергенской, Аркалыкской — формационные аналоги этих свит являются, вероятно, более молодыми (вплоть до O_1). В Акбастауской зоне, пограничной с Джунгаро-Балхашской провинцией, обнажается туффито-яшмовая ушкызыльская свита, отнесенная Р. А. Копяткевичем и другими к O_1 [Допалеозой..., 1974]. Здесь же, в горах Кызылкаин, присутствует комплекс базальтоидов и яшм O_{2-3} [Самыгин, 1974; Назаров, 1975].

Карбонатно-спилитовая формация известна только в пределах Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория, где к ней относятся балкыбекская свита (Є_1) [Допалеозой..., 1974, т. 1; Геология..., 1977]. Породы формации слагают останцы тектонических покровов по р. Балкыбек в Акбастауской зоне, в горах Окпекты, на водоразделе рек Кольденен и Намас (Саролен), к югу от хребта Муржик в Центрально-Чингизской зоне. Наиболее полный разрез сохранился в районе стратотипа, в Балкыбекском покрове, где на ряде участков к выходам формации приурочены небольшие блоки меланократового основания — серпентинитов и метаморфических образований амфиболитового состава.

Состав карбонатно-спилитовой формации довольно однообразен. Главная роль принадлежит вулканитам основного состава (не менее 80—90% объема). Это зеленокаменно измененные афировые базальты, спилиты, иногда андезито-базальты темно-зеленого, редко (маломощные покровы) темно-лилового цвета, миндалекаменные, с шаровой и подушечной отдельностью. Мощность отдельных потоков от нескольких до десятков метров. В подчиненном количестве встречаются лавобрекчии и туфы базальтового состава (15—20%). Осадочные породы — темно-серые с розоватыми разводами известняки, кремнистые туффиты — слагают прослой, не превышающие по мощности 10—15 м, а также небольшие линзы. В некоторых местах отмечаются также сургучно-красные яшмы. Видимая мощность формации порядка 1500 м.

Вулканиты по кремнекислотности близки к слабо дифференцированной серии, так как, кроме базальтов, в небольшом количестве (не более 10%) распространены лишь андезито-базальты. В соответствии с классификацией Х. Куно по соотношению общей щелочности и кремнекислотности породы относятся к двум сериям: толеитовой (<10%) и щелочной оливин-базальтовой (>90%). Для формации типичны щелочная тенденция дифференции, пониженное содержание MgO (4—5,5%), повышенное — TiO_2 (2,12—2,21%), относительно высокая щелочность (среднее 5,07%), высокий коэффициент железистости. По сравнению с вулканитами яшмово-спилитовой формации здесь сокращается общая щелочность пород, особенно калийность (среднее 1,1% K_2O). По среднему составу вулканиты карбонатно-спилитовой формации наиболее близки базальтам глыбовых поднятий океанов, а также щелочным оливиновым базальтам некоторых островных дуг, выдвинутых в сторону океана.

Карбонатно-базальтовая формация почти целиком сложена вулканическими породами. При столь интенсивном вулканизме осадконакопление было подавлено. Шаровые текстуры лав, появление карбоната в межшаровых пространствах, присутствие небольших линз карбонатных пород позволяют утверждать, что извержения происходили в подводных условиях. Глубина накопления, по-видимому, была меньшей (в основном выше уровня карбонатной компенсации), чем глубина накопления бескарбонатной яшмово-спилитовой формации, образование которой происходило в это же время. Среди рассматриваемых вулканитов преобладают шаровые базальты весьма однородного состава. Это свидетельствует о трещинном типе излияний. В ряде случаев центры магмовыводящих трещин фиксируются прослоями грубообломочных литокластических туфов. Большое количество продуктов эруптивной деятельности среди вулканитов карбонатно-базальтовой формации по сравнению с яшмово-спилитовой связано скорее всего с меньшей глубиной излияний и как следствие с меньшим гидростатическим давлением. Во время столь интенсивного вулканизма формировался, по-видимому, довольно расчлененный рельеф, при этом на отдельных вулканических поднятиях создавались благоприятные условия для рифостроящих организмов — возникали небольшие археоциатовые и водорослевые биогермы. Кремненакопление в основном было подавлено. Лишь в завершающий период в отдельных понижениях рельефа возникла благоприятная обстановка для отложения биогенно-хемогенных кремнистых осадков. Возможно, это было связано с усилением эксгаляционно-гидротермальной деятельности в конце эпохи накопления формации.

Таким образом, разрезы океанической стадии в целом характеризуются значительной фациальной выдержанностью на больших пространствах и фиксируют в вертикальных колонках последовательность расширения, углубления и начало трансформации венд-палеозойских бассейнов с океанической корой. Выделяются два основных типа формационных комплексов, различающихся как по петрохимическим особенностям вулканитов и составу продуктов эксгаляционной деятельности, так и по соотношению обломочных пород внутрибассейнового и континентального происхождения. К одному типу относится комплекс, который сформировался в пределах Западного геоблока в результате рифтинга микроконтинента и возникновения нового, ограниченного по своим масштабам бассейна сложной конфигурации, изолированного (?) от существовавшего восточнее палеоокеана и развивавшегося на утолщенной коре, лишенной гранитно-метаморфического слоя. Входящие в этот комплекс формации обнаруживают большое сходство с рифтогенными формациями начальной стадии раскрытия океанических структур и сменяются ими по латерали. Инициальный базальтовый вулканизм питался, вероятно, из наиболее глубоко расположенных магматических очагов.

Другой тип объединяет разновозрастные формации Восточного геоблока, образовавшиеся на территории более древнего океанического бассейна, простиравшегося далеко на восток, вплоть до Сибирской платформы. Их накопление происходило на сравнительно тонкой океанической коре и сопровождалось, по-видимому, подъемом фронта магмообразования. Различный возраст существенно вулканогенных толщ, в первую очередь яшмово-спилитовой формации, отражает многоэтапность процессов растяжения океанического ложа. С течением времени эти толщи и венчающие их осадки (туффито-яшмовая формация) получают все более и более локальное развитие. Раньше всего они исчезли на тех участках, которые находятся сейчас в Бошекуль-Чингизской складчатой системе и где уже в среднем кембрии появились формации следующей, переходной, стадии в виде островодужной ассоциации пород (см. ниже). При этом область распространения океанической карбонатно-спилитовой формации, залегающей в основании последней, еще в раннем кембрии была относительно приподнята по сравнению с областью накопления яшмово-спилитовой формации.

Подводя итог рассмотрению комплексов океанической стадии, следует отметить, что относящиеся к ним вулканогенные формации в целом обладают значительной спецификой — повышенной щелочностью и близостью к щелочным оливиновым базальтам, хотя чаще вулканы океанической стадии обнаруживают сходство с толеитовыми базальтами. По-видимому, это связано с тем, что рассмотренные зоны развития базальтового вулканизма являются в известной степени краевыми в обширном Азиатском палеоокеане: они примыкали к древним континентальным массивам западной части Восточного Казахстана. Подобное увеличение щелочности раннегеосинклинальных вулканитов установлено В. Ф. Белоусовым [1976] в зонах сочленения каледонид Азии и Сибирской платформы. Такая же тенденция наблюдается и на границе океан — континент в современных малых океанических бассейнах япономорского типа [Сахно и др., 1976].

КОМПЛЕКСЫ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО СКЛОНА И ПОДНОЖИЯ

Эти комплексы распространены вдоль границы Западного и Восточного геоблоков и оконтуривают западный и южный края палеоокеанического бассейна. В современной структуре они довольно сложно дислоцированы и сохранились далеко не повсеместно. Наибольшие площади относящиеся к ним толщи занимают в Акдымской и Атасуйской зонах, где слагают, очень вероятно, крупные и сильно расчешуенные тектонические покровы. Сравнительно небольшие выходы известны по восточной окраине Актау-Моинтинского докембрийского массива и вдоль северной окраины Джунгарского.

По возрасту комплексы континентального склона — подножия синхронны комплексам океанической и, частично, переходной стадий прилежавшего бассейна. В полном объеме ($V-O_1$) такой комплекс присутствует, по-видимому, только на севере в Еремантау-Ниязских горах (Акдымская зона). Южнее, в Атасуйской зоне, получила развитие верхняя часть разреза ($E_3^2-O_2^1$), а на востоке Актау-Моинтинского массива — нижняя часть ($V-E$), где лучше всего восстанавливается стратиграфическая последовательность толщ этого интервала [Допалеозой..., 1974; Зайцев, Хераскова, 1979].

На восточной окраине Актау-Моинтинского массива разрез начинается с существенно терригенной *кварцево-аркозовой формации* венда. Нижняя ее часть мощностью 50–250 м (кенелинская свита), имеющая грубообломочный состав, образовалась за счет разрушения и перемыва кварцитов рифея, на которых она залегает. Выше (150–200 м) распространены кварцевые известковистые песчаники, алевролиты, доломиты, доломитовые известняки, тиллитоподобные конгломераты — алевропелиты и глинистые сланцы с галькой кварцитов, кварцевых песчаников, полосчатых алевролитов, кремнистых пород и неокатанными обломками доломитов (копальская свита). Встречаются следы послыдного оползания неконсолидированных осадков. *Кремнисто-карбонатно-терригенная формация* (200–250 м) сложена фосфатоносными песчаниками, алевролитами, кремнисто-глинистыми, глинистыми и углеродисто-глинистыми сланцами; вверху появляются органогенные известняки и полимиктовые песчаники (аксуранская свита $E_1^2-O_3^1$). В целом для приведенного разреза характерны, как отмечает Н. А. Пупышев [Допалеозой..., 1974], малая мощность, частые перерывы и несогласия, отсутствие вулканогенных пород и насыщенность фосфатным веществом. Эти особенности обусловлены, очевидно, накоплением толщ в верхней части склона, где они позже были трансгрессивно перекрыты мелководными известняками (шундинская свита O_{1-2}).

Фрагменты аналогичного комплекса очерчивают северный край Джунгарского массива (текелийская свита E_{2-3}^2): глинистые, кремнистые, углеродисто-кремнисто-глинистые сланцы с пачками известняков, доломитов и фосфатоносных кварцевых песчаников. Близкий разрез сохранился в отдельных блоках-пластинах Акдымской зоны. Здесь обнажаются углеродисто-глинистые филлитовидные сланцы, прослои и линзы мраморизованных доломитовых известняков, олигомиктовых и кварцитоподобных песчаников, изредка встречаются конгломераты и микститы с валунами кварцитов (ниязская свита $V-E^2$). Эта толща местами перекрывается полимиктовыми известковистыми песчаниками с фауной позднего тремадока (Новикова и др., 1980).

На территории Акдымской, а также Атасуйской зон наиболее широко распространены кремнисто-терригенная и терригенно-фтанито-яшмовая формации, образование которых происходило

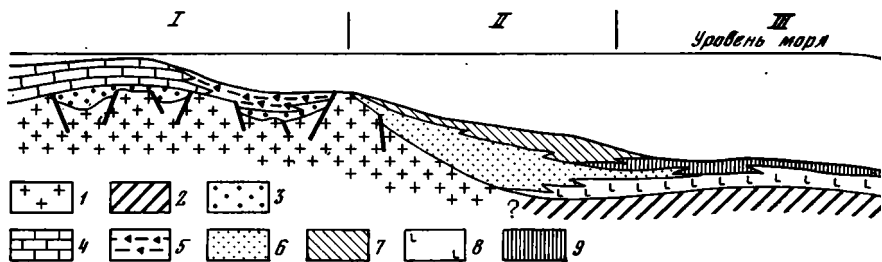


Рис. 6. Палеоформационный профиль восточной окраины микроконтинента (палинспастическая реконструкция)

1 — континентальная кора; 2 — океаническая кора; 3 — базальтная кварцево-аркозовая формация; 4 — карбонатная формация шельфа; 5—7 — формации склона и подножия; 5 — кремнисто-карбонатно-терригенная черносланцевая, внизу с горизонтами тиллондов, 6 — кремнисто-терригенная с олистостромовыми пачками, 7 — терригенно-гранито-яшмовая; 8—9 — океанические формации: 8 — яшмово-спилитовая, 9 — туффито-яшмовая.
Тектонические зоны: I — Актау-Моинтинская, II — Атасуйская, III — Тектурмаская

в иных условиях, по-видимому, вблизи континентального подножия (рис. 6).

Кремнисто-терригенная формация (нижняя часть акдымской серии $E_3^?$ — O_1 , карашошакская свита E_3 — O_1 в Атасуйской зоне) имеет разную мощность — от 100 м до 1,5—2 км. В ее составе преобладают существенно кварцевые разнозернистые серо-зеленые песчаники, большей частью с нечеткой стратификацией, содержащие прослои конгломератов, песчано-галечных микститов олистостромового типа, алевролитов, редкие горизонты кремнистых и пирокластических пород. Количество и мощность кремнистых пород возрастают с запада на восток.

Тело формации представляет собой отложения подводных конусов выноса и долинно-веерных систем, подобных тем, что формируются в настоящее время в океанах на континентальных склонах и у их подножия [Хворова, 1978]. На некоторых участках, например в Атасуйской зоне, отчетливо выявляется направленность автокинетических потоков от микроконтинента в глубоководную часть бассейна. Вблизи микроконтинента располагались проксимальные части конусов выноса: преобладают осадки типа незрелых турбидитов, флюкстурбидитов, реже — зерновых и пастообразных потоков. Восточнее преобладают уже осадки зрелых суспензионных потоков с отсортированной слоистостью градационного типа. Здесь можно предполагать дистальные части конусов. И в первом и во втором случае терригенный материал имеет в основном сиалическое происхождение (кварц, полевые шпаты, кварциты, слюдяные сланцы, гранитоиды). В наиболее глубоководной части бассейна (юго-западное обрамление Тектурмаса), где кремнисто-терригенная формация залегает уже на яшмово-спилитовой океанической разреза, в составе обломочных пород наряду с сиалическим материалом значитель-

ная роль принадлежит материалу внутрибассейнового происхождения. Вероятно, сюда проникали лишь наиболее мощные автокинетические потоки, обладавшие значительной эрозивной способностью.

Терригенно-фтанитово-яшмовая формация (верхняя часть акдымской серии O_1a , мынадырская и каратаская свиты $O_1a - O_2l$)¹ является благодаря особенностям состава и структурного положения связующим звеном между черносланцевыми формациями внутриконтинентальных прогибов и туффито-яшмовой формацией океанического бассейна. Облик формации определяют различные кремнистые породы: фтаниты, кремнии, яшмы, различные кремнисто-глинистые, углеродисто-глинисто-кремнистые сланцы, а также продукты их разрушения — кремнеобломочные породы. Кроме того, важным членом являются кварцевые и фосфатоносные кварцевые песчаники. Пачкам пород, в которых преобладают углеродистые разности, свойственна серая и темно-серая окраска. Там, где развиты яшмы и кремни, преобладают красные и желтые цвета. Мощность формации 1000—1500 м.

Фтаниты ассоциируют с кварцевыми песчаниками и пространственно тяготеют к материковой части склона. Яшмы тяготеют к областям развития комплексов океанической стадии. Фациальное замещение фтанитов и кварцевых песчаников яшмами, сочитающимися с кремнеобломочными породами, отражает постепенное углубление бассейна. Практически полная бескарбонатность осадков указывает на относительно глубоководные условия, во всяком случае по сравнению с одновозрастными формациями, накопившимися в пределах бывшего микроконтинента. Об этом же говорят и генетические типы терригенных членов формации, представленных преимущественно турбидитами — кварцевыми песчаниками с градационной слоистостью. Исключительно кварцевый состав терригенного материала вызван тем обстоятельством, что источником сноса служили выступы докембрийских образований, особенно рифейские толщи обломочных кварцитов.

Довольно резкое выклинивание горизонтов кварцевых песчаников в восточном направлении (в сторону более глубокой части бассейна) и одновременное появление кремнеобломочных пород свидетельствуют о достаточно расчлененном рельефе склона и существовании местных поднятий и тектонических уступов, которые служили барьером для суспензионных терригенных потоков и поставляли в то же время обломочный материал эдафогенного — внутрибассейнового — происхождения, часто с признаками тектонического брекчирования. Такие поднятия могли возникать в разное время на различных участках склона. В ряде случаев они отшнуровывали от основного бассейна частные проги-

¹ Возраст толщ приводится по данным М. З. Новиковой и др. [1980] и Н. А. Герасимовой [Бабичев и др., 1977].

бы, в которых создавались застойные условия, благоприятные для сохранения и захоронения углеродистых пород.

Таким образом, отличительной особенностью комплексов континентального склона и подножия является асимметричность строения, отражающая формирование их на наклонных поверхностях в зонах сочленения континентальных и океанических блоков земной коры; наибольшие мощности осадков приурочены к основанию континентального склона. Конседиментационные разломы, существовавшие в подобных зонах сочленения, служили подводными каналами для гидротермальных растворов, благодаря которым произошло накопление в значительных количествах кремнистых пород. В направлении от микроконтинентального шельфа к абиссальным частям океанического бассейна наблюдается закономерная смена этих пород (см. рис. 6). Так, в карбонатной формации имеются лишь небольшие горизонты кремней (к примеру, на Актау-Моинтинском массиве), далее заметную роль начинают играть фтаниты и углеродисто-кремнистые сланцы. Их сменяет ассоциация, в которой наряду с фтанитами присутствуют яшмы: наконец, последние начинают преобладать. Вместе со сменой состава кремнистых пород изменяется и состав с ними связанных полезных компонентов [Хераскова, 1979].

Другая важная черта рассмотренных комплексов — это обилие терригенного материала эокайнозойского происхождения, перемещенного и отложенного в результате деятельности различных автокинетических потоков. Большинство обломочных отложений представляет собой осадки долинно-веерных систем. Осадконакопление сопровождалось довольно интенсивными оползневыми процессами. Поэтому для комплексов континентального склона — подножия характерны олистостромовые горизонты, связанные, по-видимому, с тектонической расчлененностью подводного рельефа, которая особенно сильно проявилась в заключительную стадию формирования этих комплексов (переходная стадия развития океанических бассейнов).

КОМПЛЕКСЫ И СТРУКТУРЫ ПЕРЕХОДНОЙ СТАДИИ

Комплексы переходной стадии чрезвычайно разнообразны и значительно отличаются друг от друга в смежных структурно-формационных зонах. Они образуются в условиях контрастного тектонического рельефа, появление которого свидетельствует об изменении динамического режима. В переходную стадию процессы тектонического сжатия играют все возрастающую роль, постепенно усиливаясь и охватывая новые и новые участки земной коры, в пределах которых происходит последовательное формирование гранитно-метаморфического слоя. Наряду с этим отдельные зоны в разные отрезки времени испытывают относительное растяжение.

В рамках переходной стадии нами выделяются: островодужные ассоциации пород, объединяющие формации, характерные для островных поднятий и дуг, разделявших и окаймлявших их частных прогибов и депрессий; комплексы глубоководных желобов, краевых морей, внутренних (внутриконтинентальных) прогибов и морей; олистостромовые комплексы в зонах шарьирования, встречающиеся в разных структурах. Среди островодужных ассоциаций различаются комплексы первичных дуг, заложившихся непосредственно на коре океанического типа, и вторичных островных дуг, которые возникали в процессе эволюции окраинных морей или закладывались по их периферии на коре континентального типа. Кроме того, в большинстве районов обособляются комплексы раннего этапа развития и позднего, заключительного этапа, когда получают широкое распространение комплексы-показатели становления гранитно-метаморфического слоя.

Формационные комплексы переходной стадии, отвечающие различным крупным конседиментационным структурам со своим специфическим набором вертикальных и латеральных рядов формаций, имеют разный стратиграфический объем и распределены на площади казахстанских палеозоид следующим образом (см. рис. 1). В пределах Западного геоблока (Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньская каледонская складчатая система), где существовал подвергшийся рифтогенезу микроконтинент, в зонах с утоненной континентальной, новой субокеанической или океанической корой получили развитие комплексы типа внутренних прогибов и морей, а также локальных островных дуг. Они маркируют участки становления гранитно-метаморфического слоя, возникшего после деструкции довендского сиалического субстрата в основном в позднем ордовике. На территории Восточного геоблока, являвшегося палеоокеаническим бассейном, сформировалась региональная сложная система первичных островных дуг, расчленившая некогда единую океаническую структуру и превратившаяся со временем в Бошекуль-Чингизскую складчатую систему каледонид. Гранитно-метаморфический слой появился здесь в конце ордовика — начале силура и к концу силура. В дальнейшем, после главной каледонской фазы складчатости, Бошекуль-Чингизская система объединилась с Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньской в область с девонской континентальной корой. Области с позднепалеозойской корой (герциниды) на переходной стадии развития представляли собой краевые моря или отмирающие океанические бассейны. В Джунгаро-Балхашской области гранитно-метаморфический слой образовался в два этапа — в позднем девоне (северо-западная часть) и во второй половине раннего карбона. На участке с более молодым слоем в разное время местами зарождались вторичные островные дуги. В Зайсанской области гранитно-метаморфический слой оформился в основном в начале среднего карбона. Остаточный бассейн занимал здесь приблизительно срединное положение. В юго-

западной части возникла островодужная ассоциация типа первичных дуг, а вдоль северо-восточного края — вторичная дуга, сопровождавшаяся глубоководным желобом и новообразованным окраинным морем.

Комплексы первичных островодужных ассоциаций

Наиболее представительные и хорошо изученные разрезы, которые во многих отношениях являются типовыми, находятся в Чингиз-Тарбагатайском регионе, объединяющем структурно-формационные зоны юго-восточной части **Бошекуль-Чингизской системы** каледонид. Здесь распространены различные магматические, а также осадочные и смешанные по генезису формации широкого возрастного диапазона — от среднего кембрия до силура включительно, характеризующие особенности эволюции сложной долгоживущей островодужной структуры, важнейшими чертами которой были полицикличность и смена полярности в процессе ее развития.

Комплексы раннего этапа включают несколько групп формаций, с разной степенью детальности описанных в ряде обобщающих работ [Геология..., 1962, 1977; Лялин и др., 1964; Самыгин, 1974; Металлогения..., 1977]. Соотношения между некоторыми формациями были уточнены в ходе подготовки к изданию Тектонической карты Восточного Казахстана.

Магматические комплексы, определяющие «лицо» островодужной ассоциации, относятся к типичной известково-щелочной серии с отчетливо выраженной натровой специализацией. Среди вулканогенных формаций преобладают эффузивы порфирированного сложения и туфы андезитового, андезито-дацитового и андезитобазальтового состава, местами в заметном количестве встречаются кислые дифференциаты. Много субвулканических тел различной формы и размера. Характерен высокий коэффициент explosивности (до 40—50%), часто встречаются грубообломочные пирокластиты и продукты размыва вулканических накоплений. Все это указывает на центральный тип извержений, происходивших в мелководных, иногда субаэральных условиях. Породы обычно зеленокаменно изменены, но вместе с тем нередко встречаются и красноцветные разновидности, главным образом среди вулканических брекчий и агломератовых туфов. Осадочные породы подчинены вулканогенным. Это тефрогенные и вулкано-миктовые песчаники, алевролиты, гравелиты, глинистые и глинисто-кремнистые сланцы, туфосилициты, линзы мелководных биогермных, иногда относительно глубоководных кремнисто-пелитоморфных известняков. Тефроиды и вулкано-терригенные осадки участками образуют пачки мощностью до нескольких сотен метров, нередко с градационной слоистостью, имеющие все признаки отложения турбидными потоками. Их накопление происходило, очевидно, в межвулканических депрессионных зо-

нах. Вулканогенные толщи венчаются, как правило, горизонтами рифогенных известняков.

С группой вулканогенных формаций пространственно тесно связаны близкие им по возрасту интрузивные комплексы, имеющие в целом несколько более кислый состав. Они обычно завершают вулкано-магматические циклы и слагают сравнительно неглубокие массивы, которые в большинстве случаев вытянуты согласно общему простиранию структур. Массивы, как правило, двухфазные. На тектонической карте из-за малых размеров они не показаны.

Существенно осадочные формации, входящие в островодужную ассоциацию пород, представлены мощными вулканогенно-кремнисто-терригенными, туфогенно-терригенными и карбонатно-кремнисто-терригенными, а также олистостромовыми толщами зелено- или сероцветной окраски. Они выполняли островодужные прогибы, которые унаследованно развивались большей частью и после прекращения вулканической деятельности на смежных поднятиях. Для осадков местами характерно ритмично-слоистое строение флишевого типа, часто встречаются подводно-оползневые структуры и текстуры. По составу преобладают полимиктовые разности, образовавшиеся за счет размыва различных вулканогенных и связанных с ними пород. Практически повсеместно отмечается примесь туфового материала, в задуговых прогибах присутствуют маломощные лавовые покровы и силлы основного состава. Обычным членом разрезов являются кремнистые породы, залегающие в виде отдельных прослоев. Верхние части толщ нередко отличаются тонкообломочным сложением и фациально наиболее выдержаны. Олистостромы наиболее типичны для преддуговых прогибов.

В горной системе Чингиза на участке с более древним гранито-метаморфическим слоем, становление которого завершилось в начале силура (Акчатауская, Абралинская, Центрально-Чингизская, Чунайская, Аркалыкская зоны, см. рис. 3), формационно однотипные комплексы раннего этапа повторяются в колонне геологического времени трижды и отвечают трем циклам развития, охватывающим средний — начало позднего кембрия, вторую треть позднего кембрия — середину лланвиерна и почти весь средний ордовик. Вулканиты и ассоциирующие с ними породы первого цикла встречаются только среди останцов тектонических покровов и олистостромов в среднеордовикских олистостромах Центрально-Чингизской, а также Аркалыкской зон. Поэтому об особенностях разреза и его изменениях по латерали можно судить лишь в самых общих чертах по отдельным сохранившимся фрагментам.

Вдоль юго-западного края Центрально-Чингизской зоны известны немногочисленные выходы слабо дифференцированной базальт-андезито-базальтовой формации (коксенгирская свита E_{2am}), которую можно выделить только с определенной долей условности, так как вся фауна, относящаяся, вероятно, к ее раз-

резам, встречается в изолированных отторженцах (олистоплаках) известняков и известковистых песчаников, а также в гальке конгломератов среди подстилающих и разделяющих формацию более молодых толщ.

На северо-востоке Центрально-Чингизской зоны обнажаются разрозненные части двух других формаций среднего кембрия. Осадочно-вулканогенная базальт-андезит-дацит-липаритовая формация (зербкызыльская свита E_2am и ее аналоги) относится к непрерывно дифференцированной серии с гомодромной в целом последовательностью эволюции вулканизма. В отдельных выходах преобладают либо кислые вулканиды дацитового и липаритового состава, либо средние вулканиды, слагающие в обоих случаях сравнительно небольшие вулканические постройки. Породы основного состава всюду имеют резко подчиненное значение. Вверху местами появляются пакки пестроцветных терригенно-глинисто-кремнистых отложений, содержащие прослой и линзы туфосилицитов и яшмоидов, которые пространственно тяготеют к кремнекислым дифференциатам. На правом берегу р. Кольденен основание разреза несогласно перекрывает карбонатно-спилитовую толщу ($E_1?$) океанической стадии развития. В этом же районе (междуречье Кольденен — Такыр) с осадочно-вулканогенной формацией тесно связан прорывающий ее габбро-плагиогранитный интрузивный комплекс, для которого характерно значительное количество промежуточных по составу пород — диоритов и особенно тоналитов.

Осадочно-вулканогенная формация надстраивалась и, видимо, частично замещалась туффито-известково-кремнистой формацией (E_2am_2-m)¹. Для последней типично частое переслаивание различных фтанитоидов, кремнистых алевропелитов и туффитов (внизу) с глинистыми алевролитами, известняками, мергелеподобными породами и известковистыми песчаниками, содержащими местами линзы вулканогенных разностей кислого состава; многократно встречаются известково-кремнистые сланцы. Северо-восточнее, в пределах Аркалыкской зоны, присутствуют фрагменты близкого в формационном отношении разреза, который образовался за несколько более длительный промежуток времени ($E_2am_2-E_3^1$) и, вероятно, на большем удалении от вулканической гряды. Здесь увеличивается роль известняков и пестрых известковистых алевролитов, появляются яшмы. Накопление кремнисто-карбонатно-терригенной толщи происходило в мелководном бассейне, возникшем скорее всего на довольно обширной предостровной террасе в основном после прекращения вулканической деятельности.

Вулканогенный комплекс второго цикла слагает крупный тектонический покров на северо-востоке Центрально-Чингизской

¹ В этом стратиграфическом объеме обычно выделяют майданскую (E_2am_2) и чингизтаускую (E_2m) свиты, однако относимые к ним разрезы всюду являются частью олистостромового комплекса и включают более молодые отложения.

зоны. В юго-западной части полосы распространения к нему относится непрерывно дифференцированная серия со сложной последовательностью эволюции вулканизма (торткудукская серия $E_3^2-O_1t$ и сарышокинская свита O_1a). Для низов разреза (карагутуйская свита E_3^{2-3} ?, видимая мощность около 2500 м) характерны почти полное отсутствие стратификации, большая фациальная пестрота изверженных образований и невыдержанность их состава по простиранию, обусловленная, очевидно, одновременным функционированием разных магматических очагов. Так, в середине и вверху карагутуйской свиты участками преобладают кислые эффузивы и экструзии (альбитофиры, кварцевые альбитофиры, фельзиты, фельзит-порфиры), хотя в целом большинство вулканитов относится к андезитам (плагиоклазовые, плагиоклаз-роговообманковые порфириты и их туфы), незначительная часть — к базальтам (миндалекаменные карбонатизированные лавы). Сарышокинская свита (мощность не менее 1500 м) представлена осадочно-вулканогенной толщей с явными признаками стратификации андезитового и андезито-дацитового состава, в верхах которой преобладают вулканомиктовые осадочные породы, содержащие небольшие прослои кислых вулканитов. К полосе развития непрерывно дифференцированной серии приурочены выходы гранодиоритовой формации (чаганский интрузивный комплекс O_1).

Северо-восточнее, например, в хребте Кан-Чингиз или в междуречье Кольденен — Мукур, другие тектонические блоки-пластины сложены практически одновозрастной с предыдущей слабо дифференцированной андезит-андезито-базальтовой серией, основание которой также неизвестно, а видимая мощность достигает 3000 м. В ее составе наряду с лавовыми и субвулканическими плагиоклаз-пироксеновыми порфиритами, маркирующими относительно редкую цепочку вулканических аппаратов, широко распространены ритмично переслаивающиеся мелкообломочные тефрогенные и туффито-кремнистые осадки (тефровые турбидиты). Эта вулканогенно-осадочная формация местами сопровождается небольшими рвущими телами плагиопорфиров, кварцевых порфиров и гипабиссальных плагиогранитов.

Осадочный комплекс, накопившийся параллельно с вулканогенным в тыловом приостроводужном прогибе, вскрывается значительно юго-западнее в Акчатауской зоне. Основу разреза видимой мощностью до 2000 м составляют зеленоцветные разнотельные преимущественно граувакково-полимиктовые песчаники, алевролиты, аргиллиты, содержащие невыдержанные прослои кремнистых алевропелитов, туффитов, различных по окраске силицитов, туфов и тефроидов среднего состава, иногда глинистых известняков, внизу — основных лав и гиалокластитов. Характерны также грубообломочные отложения в виде оползневых брекчий и конглобрекчий. Местами довольно много глыб и пластообразных оторженцев более древних пород: яшмокварцитов, яшм, миндалекаменных базальтов, диабазовых порфиритов,

брекчированных габбро-амфиболитов, плагиогранитоидов и окварцованных или мраморизованных известняков с микрофилитами, аналогичными тем формам, которые встречаются в балкыбекской свите (E_1) океанического комплекса. Из вмещающей толщи известны находки позднекембрийских трилобитов, конодонтов и радиолярий раннего—среднего ордовика [Самыгин, 1974]¹.

В предостроводужном прогибе сформировался иной тип разреза. В Центрально-Чингизской зоне верхняя часть вулканогенного комплекса сменяется в северо-восточном направлении, ближе к горам Зербкызыл, туфогенно-осадочной толщей (O_1). В ее низах (500 м) много разнообломочного пирокластического и тефрогенного материала, вверху (750 м) преобладают вулканические песчаники кисло-среднего состава, чередующиеся с глинисто-кремнистыми алевролитами, связующая масса которых образовалась при девитрификации тонких пеплов. Другая, преимущественно кремнисто-терригенная, толща (найманская свита $O_{1a2}—O_{21}$, до 1200 м) местами залегает на вулканогенном комплексе и состоит из серых олигомиктовых (кварц, плагиоклаз) песчаников, темно-серых до черных, кремнисто-глинистых, глинистых, кремнистых, тонкополосчатых алевролитов, аргиллитов, фтанитоидов с линзами и небольшими горизонтами слоистых известняков и различных известковистых осадков; вверху появляются отдельные прослои пудинговых существенно кварцевых гравелитов, а также конгломератов с галькой разнообразных вулканитов, известняков, гранитоидов и кварцитовидных песчаников. В более восточных выходах (юго-восток Чунайской, Тундык-Ащисуйская зона) терригенных пород становится намного меньше, исчезают грубообломочные и известковистые разности и заметно возрастает роль кремнистых осадков, особенно фтанитов. Все это свидетельствует об углублении фронтального прогиба на северо-восток, в сторону открытого бассейна, а также о некоторой его изолированности и застойном режиме осадконакопления (черносланцевые фации).

Самая молодая осадочная толща (O_{21-2}) представляет собой хаотическую серию олистостромового типа. Она распространена в северо-восточной части Центрально-Чингизской зоны, где подстилает тектонический покров, сложенный островодужной ассоциацией ($E_3^2—O_21$). Характерными чертами являются высокая степень насыщенности крупноглыбовым материалом и большое его разнообразие как по возрасту, так и по формационной принадлежности пород. Повсеместно встречаются фрагменты различных разрезов, в том числе с остатками фауны, из вышележащего покрова, а также из осадочно-вулканогенной и туффито-

¹ Эту толщу многие выделяют как шокпактасскую свиту, которую на основании сбора археоциат из небольшого блока в смежной к югу тектонической зоне относят к нижнему кембрию [Допалеозой..., 1974; Геология..., 1977; Геологическая..., 1979].

известково-кремнистой формаций среднего кембрия; участками присутствуют верхние члены офиолитовой ассоциации (спилиты, подушечные и шаровые миндалекаменные лавы, диабазы, габбро-диабазы раннего кембрия) и гранитоиды из среднекембрийского, меньше раннеордовикского интрузивных комплексов. Размеры и формы включений варьируют от гальки и валунов до более или менее изометричных глыб, достигающих 15—30 м в поперечнике, линзовидных блоков, олистоплаков и довольно крупных пластин, протягивающихся на сотни метров, иногда на первые километры. Основной массой (матриksom) служат серозеленые полимиктовые несортированные песчаники, глинистые алевролиты и микститы, часто с явными признаками конседиментационных дислокаций; среди обломков присутствуют псаммитовые зерна серпентинитов. Суммарная мощность олистострома, нижние горизонты которого несогласно перекрывали юго-западные разрезы найманской свиты, 1500—2000 м.

Вулканогенный комплекс третьего цикла занимает более северо-восточную и менее протяженную по сравнению с двумя предшествовавшими комплексами полосу. К нему относятся формационно различные толщи абаевской свиты (O_2I_2-II). В Центрально-Чингизской зоне, вдоль границы с Чунайской, — это осадочно-вулканогенная слабо дифференцированная андезит-андезито-базальтовая формация мощностью около 1600 м, которая резко несогласно, с базальным горизонтом переотложенных вулканомиктовых существенно кварцевых песчаников, залегает на среднелланвирнском олистостроме и покровных останцах второго цикла и венчается пачкой (230—260 м) рифогенных известняков ($O_2II_2-c_1^{1?}$). Вулканитам комагматичны небольшие тела диоритов и габбро-диоритов. В Чунайской зоне получила развитие дифференцированная андезит-дацит-липаритовая формация, видимая мощность которой достигает 2300—2700 м.

Разрез тылового по отношению к остроугольному поднятию прогиба состоит из нескольких разновозрастных толщ. Наиболее древняя ($O_2I_2-II?$) обнажается из-под верхнеордовикских отложений в ряде мест на границе Абралинской и Центрально-Чингизской зон [Самыгин, 1974], где имеет мощность свыше 1500 м и характеризуется частым переслаиванием алевролитов, песчаников, гравелитов, седиментационных брекчий, тефроидов псаммитовой и алевритовой размерности, реже — кремнистых туффитов и аргиллитов. Состав кластического матерьяла в целом отвечает андезитам и андезито-базальтам, в меньшем количестве присутствуют обломки туфосилицитов. Внизу встречаются единичные покровы базальтовых порфиритов, дайки и силлы диабазов. На левобережье р. Шаткалан толща с размывом залегает на близко однотипных осадках ордовика ($O_1 - O_2I?$) и нарушена протрузиями серпентинитов, заключающими глыбы плагиоклазовых амфиболитов.

Со временем ось задугового прогиба мигрировала. Более молодые отложения распространены севернее, где трансгрессив-

но перекрывают другие комплексы. В самых полных разрезах выделяются две связанные постепенным переходом свиты, которые составляют довольно мощную флишоидную серию, участками имеющую облик «дикого» флиша [Ротараш и др., 1980]. Нижняя часть серии (бестамакская свита $O_2I_2-c_1^1$, 1000—1400 м) налагает на образование предыдущего тектоно-магматического цикла — на вулканогенно-осадочные породы с фауной E_3^3 , O_1t и прорывающие их гранодиориты чаганского интрузивного комплекса. Вблизи основания вдоль северо-восточного борта прогиба почти повсеместно прослеживается горизонт известняков (до 150 м), соответствующих известнякам над вулканитами абаевской свиты. Среди вышележащей толщи относительно широко развиты крупные линзы обвального-оползневых брекчий, или аргиллито-песчано-глыбовых микститов. Нередко встречаются различные по размеру и форме отторженцы чужеродных пород, главным образом из числа непосредственно подстилающих флишоидную серию. Включения и сползшие блоки иногда содержат остатки более древней фауны (например, O_1t в районе горы Мамат). В верхней половине разреза (саргалдакская свита $O_2c_2^2$, выше 1300 м) терригенные тонкоритмичные пачки (полимиктовый песчаник — алевролит — аргиллит) чередуются с прослоями и неритмичными пачками разномерных песчаников, крайние неравномерно насыщенных грубообломочным, вплоть до валунно-глыбового, материалом. Северо-восточнее, в горах Караадыр, песчаники с пластами гравелитов несогласно залегают на абаевском вулканогенном комплексе.

К востоку от полосы распространения вулканогенного комплекса, в пределах Аркалыкской зоны и на крайнем юго-востоке Чунайской, развита флишоидно-олистостромовая толща предостроводужного типа, которая отличается от только что рассмотренной чрезвычайно большим разнообразием включений. Здесь, помимо всех пород, характерных для среднелланвирнского олистоstroma, присутствуют фрагменты кремнисто-карбонатно-терригенной толщи ($E_2am_2—E_3^1$) и отдельные части из разрезов абаевской свиты (O_2I_2-II), слагающие также самостоятельные тектонические останцы. Районы скопления олистолитов разобщены большими площадями известково-песчано-алевролитового или песчано-конгломератового матрикса с элементами флишевой ритмичности. Возраст его, по данным В. П. Кадача и др. [Допалеозой..., 1974, т. I], O_2c_1 .

Приведенные краткие сведения, несмотря на их отрывочность и неполноту, обусловленную прежде всего отсутствием в современной очень сложной складчато-покровной структуре региона тех или иных второстепенных членов латеральных формационных рядов, тем не менее в совокупности достаточно определенно указывают на общую закономерность циклического развития островодужной ассоциации пород раннего этапа, которая способствовала образованию относительно мощного гранитно-метаморфического слоя. На участке его становления в позднем ордо-

вике — раннем силуре каждый цикл (Є_2 — Є_3^1 , Є_3^2 — O_2I_{1-2} , $\text{O}_2\text{I}_{2-с1}$) начинался с появления дифференцированных вулканогенных серий и связанных с ними интрузий, а заканчивался накоплением олистостромовых комплексов и покровообразованием. Олистостромы накапливались в основном перед фронтом надвигания, импульсивно происходившего в северо-восточном направлении. В том же направлении, как и на протяжении отдельного цикла, но особенно резко от одного цикла к другому, т. е. после эпох шарьирования, последовательно смещались однотипные разрезы, свойственные задуговым прогибам, островодужным вулканическим поднятиям и преддуговым прогибам. В результате «фундаментом» новых поднятий (дуг?) служили тектонически сгруженные и перемешанные формационно различные толщи предшествовавшего цикла (или циклов), что отчетливо видно в горах Зербкызыл.

Олистостромовый комплекс конца первого цикла (Є_3^1 ?) пока не выявлен. Однако тектоническое скупивание имело, вероятно, место и в ту эпоху. Во всяком случае, подобно тому, как среди осадков тылового прогиба третьего цикла присутствуют продукты размыва и отторженцы покрова, сложенного породами второго цикла, в задуговом разрезе последнего (Акчатауская зона) находятся фрагменты базальт-андезито-базальтовой островодужной формации первого цикла, а также карбонатно-спилитовой формации океанической стадии и, редко, меланократового основания. Все эти фрагменты принадлежали скорее всего самому древнему пакету пластин, не сохранившемуся вместе с сопровождавшим его олистостромом в более поздних структурах.

На участках относительно молодого (позднесилурийского) гранитно-метаморфического слоя вулканогенный комплекс раннего этапа лучше всего изучен в юго-западной Акбастауской зоне, где в ядрах крупных антиклиналей обнажается непрерывно дифференцированная рудоносная базальт-андезит-дацит-липаритовая формация (бабанская свита O_3C_{2-3} , видимая мощность до 3000 м). Она представлена фациально сильно изменчивыми породами, которые слагают ряд крупных вулканотектонических структур центрального типа, контролирующих колчеданное медно-цинковое оруденение [Геология..., 1977]; среди вулканитов резко преобладают разности андезитового и дацитового состава. Формация завершается мощным (до 400 м) горизонтом известняков с остатками фауны O_3C_2^2 -а ш_1 , содержащим, по данным Н. М. Фрид [Допалеозой..., 1974, т. 1], прослой вулканитов; кровля известняков в разной степени размыва. С вулканогенными толщами сопряжены выходы диорит-тоналит-плагиогранитной формации (космурунский интрузивный комплекс O_3). Местами вскрываются небольшие протрузивные тела серпентинитов и мономиктового серпентинитового меланжа, свидетельствующие о близости залегания комплексов океанического основания.

Островодужный существенно вулканогенный комплекс окаймляется осадочными толщами, которые согласно или с небольшим размывом надстраивают океаническую яшмово-спилит-диабазовую серию. Они представлены довольно пестрым полимиктово-терригенным разрезом мощностью 600—700 м ($O_3a\delta$), внизу обычно с хаотически расположенными горизонтами и линзами грубообломочных разностей, туфов, кремнистых алевропелитов, яшм, реже — известняков. Выше ($S_{1,1-2}$, 1600—2000 м) в возрастающем количестве появляются ритмично-слоистые зеленоцветные песчано-алевролитовые пачки.

Комплексы позднего этапа объединяют морские нижние молассы, ассоциирующие с ними вулканогенные серии и завершающие переходную стадию развития интрузивные образования диорит-гранодиорит-гранитного состава.

Нижние молассы состоят из мелководных пестроцветных карбонатно-терригенных отложений полимиктового состава, отличающихся сильной фациальной изменчивостью как в латеральном, так и в вертикальном направлениях: быстро меняется количество грубообломочных пород и состав обломков, обычно хорошо окатанных, на разных стратиграфических уровнях появляются пласты органогенных известняков, известковистых алевролитов и песчаников, прослой и пачки туфов или вулканотерригенных осадков среднего состава; непостоянна от разреза к разрезу и общая мощность толщ (наиболее часто 1000—2000 м). Вулканиды могут составлять до 10% (в редких случаях до 25—30%) их объема. Кластический материал плохо сортирован, конгломераты незакономерно чередуются с гравелитами, разнозернистыми песчаниками и алевролитами.

Вулканогенные формации обычно с постепенным переходом залегают на морских молассах. Вулканиды, как правило, образуют непрерывный ряд дифференциатов от основных до кислых пород с подавляющим преобладанием андезитов. Много грубообломочных и красноцветных разностей и продуктов их размыва. Коэффициент эксплозивности не менее 30—35%. Часто встречаются субвулканические тела, сложенные крупнолейстовыми плагиоклазовыми порфиритами. Зеленокаменные изменения проявлены слабо и имеют локальное развитие. Прослой и пачки осадочных пород относительно редки и фациально не выдержаны; составляют в совокупности 10—15, иногда до 25% мощности отдельных разрезов; на коротких расстояниях (первые километры) они замещаются вулканогенными образованиями. Извержения были связаны с многочисленными, недалеко расположенными один от другого аппаратами центрального типа и происходили большей частью в наземно-островной обстановке. Продукты вулканической деятельности относятся к известково-щелочной серии с несколько повышенным содержанием щелочей, среди которых Na почти всегда преобладает над K.

В Чингиз-Тарбатайском регионе время накопления однотипных формаций постепенно омолаживается от осевых частей

складчатой системы к периферическим, что указывает на длительность процесса становления гранитно-метаморфического слоя и «центробежный» характер его разрастания, сопровождавшегося ростом и расширением островодужного поднятия. На участке более раннего становления гранитно-метаморфического слоя вулканогенно-молассовые комплексы всюду несогласно перекрывают различные толщи, вплоть до нижекарадокских. Нижняя моласса и сменяющие ее вулканиты в Центрально-Чингизской зоне относятся соответственно к O_3c_{2-3} (талдыбойская свита и ее аналоги) и $O_3c_3^2$ -аš (намасская свита), в Абралинской зоне — к O_3c_3 — $S_{1,1}$ и $S_{1,2}$ -w (рис. 7, см. вкл.). По юго-западному краю последней моласса представлена карбонатно-терригенным разрезом акдомбакской ($O_3c_3^2$ -аš) и альпейской ($S_{1,1}$ - I_3^1) свит. В северо-восточной (Аркалыкская) зоне вулканогенно-молассовый комплекс появился несколько позже (донжалеская свита $S_{1,3}$ -w). На участках с более молодым (позднесилурийский) гранитно-метаморфическим слоем нижнемолассовые толщи составляют непрерывный разрез с подстилающими отложениями. В Акбастауской зоне их формирование происходило в течение раннего силура ($S_{1,2-3}$ -w) и, вероятно, позднего; вулканогенные породы здесь отсутствуют. В Тундык-Ашисуйской зоне синхронный разрез изучен плохо.

Прямым признаком появления позднесилурийского гранитно-метаморфического слоя служит массовое развитие в самом конце силура магматических пород, которые относятся к диорит-гранодиорит-гранитной формации и слагают крупные многофазные (3—4 фазы) преимущественно лакколитоподобные массивы, образующие два протяженных пояса по обе стороны от Центрально-Чингизской зоны. Характерна гомодромная последовательность внедрения магматических продуктов. Встречаются все разновидности от габбро (редко) и диоритов до биотит-рогообманковых, биотитовых и лейкократовых гранитов; наиболее широко распространены породы второй фазы — гранодиориты и адамеллиты, слагающие до 80% общей площади массивов. По петрохимическому составу интрузивный комплекс принадлежит к известково-щелочной серии; соотношение Na/K постепенно уменьшается от основных разностей к кислым, приближаясь в последних к единице [Геология..., 1977].

Заключительный этап развития островодужной системы отличался от раннего этапа обратным порядком расположения в плане одноименных палеоструктур, т. е. противоположной полярностью. Так, в интервале $O_3c_3^2$ -аš в пределах Чунайской и Центрально-Чингизской зон на обширном тектоническом поднятии возник ряд вулканических островных гряд. Наиболее зрелая из них с гористым надводным рельефом и максимальным количеством магматических дифференциатов сформировалась в юго-западной части Центрально-Чингизской зоны (намасская свита, до 2000 м). Дальше к юго-западу, на месте Актагауской зоны, находилась довольно узкая кордильера, или внешняя невулка-

ническая дуга, вдоль северного склона которой накопилась глинисто-карбонатно-терригенная толща мощностью 600—800, иногда до 1500 м (акдомбакская свита) с маркирующим горизонтом рифогенных известняков в основании (100—400 м). Остальная часть неглубокого междугового прогиба (Абралинская зона) была заполнена карбонатно-туфогенно-терригенным разрезом (1600—1800 м); сюда с северо-востока в составе грубообломочных пачек или в виде крупных оползневых блоков временами сгружался вулканогенный материал (см. рис. 7). На территории Акбастауской зоны, непосредственно к юго-западу от внешней дуги, преобладали заведомо более глубоководные условия (ранний этап для участка с позднесилурийским гранитно-метаморфическим слоем). В существовавшем здесь фронтальном прогибе сначала ($O_3c_3^2$) произошло преимущественно кремненакопление [Самыгин, 1974], затем появились разнообломочные до глыбовых горизонты и хаотические нагромождения глыб олистостромового типа, а также мощные тектонические пластины, сложенные фрагментами различных океанических формаций с органическими остатками E_1 , E_2a_1 , E_3^{2-3} и O_1 . Среди обломков и олистолитов встречаются, помимо перечисленных, также породы из сильно тектонизированного разреза $E_3—O_{1-2}$ соседней Акчатауской зоны. Олистостромовый характер строения указанных толщ и связь их с покровно-надвиговыми структурами впервые были отмечены И. А. Ротарашем и др. [1980].

Надвигание в юго-западном направлении продолжалось и в силуре. В лландовери вулканическая деятельность ослабевает, а фронт островодужного вулканизма смещается из Центрально-Чингизской зоны в Абралинскую. Соответственно меняется положение и внешнего кордильерного поднятия, которое возникает теперь в Акбастауской зоне на месте позднеордовикской вулканической гряды, увенчанной известняковым рифом. Рельеф дна междугового прогиба (Акчатауская, северная часть Акбастауской зоны) становится сложнее, появляются вызванные надвигами внутрибассейновые источники размыва, которые поставляли очень пестрый по составу и сильно варьирующий вкрест простирания обломочно-глыбовый материал, в том числе за счет разрушения непосредственно подстилающих пород. В выполнении предугового прогиба (южная половина Акбастауской зоны) принимают участие флишоидно-терригенные толщи (S_{11-2}), содержащие прослойки пепловых туфов и блоки-отторженцы карбонатно-вулканогенного разреза верхнего ордовика [Бандалетов, 1969]. Выше начинают накапливаться мелководные отложения молассового облика.

С конца лландовери и на протяжении венлока к югу от Акчатауской зоны заметно возрастает роль грубообломочных осадков и чужеродных, часто вулканогенных включений; много красноватых, нередко косослойных разностей, образовавшихся в прибрежных условиях. Мощность разреза обычно превышает 2500 м. На него и нижележащие толщи повсеместно надвинуты

более северные формационные комплексы [Самыгин, 1974]. В Абралинской зоне — тыловой по отношению к направлению движения — получили развитие вытянутые согласно общему простираению вулканотектонические депрессии (до 10×35 км), сложенные нетипичной андезит-оливинбазальтовой формацией, к которой на Чингизе относится жумацкая, а в Тарбагатае — тюлькулинская свита (S_1, I_3^{2-w}). Мощность формации 2200—2700 м; 5—10% ее объема, редко больше, составляют осадочные породы. Среди вулканитов доминируют темные сравнительно слабо измененные базальтовые, андезито-базальтовые, андезитовые порфириды и их крупнообломочные до агломератовых туфы; очень характерны оливиновые базальты. Встречаются разновидности трахибазальтового, трахиандезитового, трахитового и липарит-трахитового (преимущественно сверху) состава. Эффузивы в целом преобладают над пирокластами, но их соотношения крайне непостоянны. Изменяется от депрессии к депрессии и состав вулканитов. По мнению С. М. Бандалетова [1969], вулканические извержения с венлокского века происходили в наземной обстановке. Они сопровождалась обширными кальдерными опусканиями и были связаны с крупными магматическими очагами, приуроченными к линейным зонам разломов и располагавшимися один от другого на расстоянии 50—70 км.

Таким образом, Чингиз-Тарбагатайская островодужная система перед заключительным этапом своей эволюции, в самом начале позднего ордовика, претерпела резкую структурную перестройку, которая охватила как участки, где уже появился гранитно-метаморфический слой, так и периферийные зоны (Акбастауская, Тундык-Ащисуйская), где этот слой еще полностью отсутствовал. Северо-восточное направление тектонического скупивания сменилось на юго-западное. Это сопровождалось ростом центрального орогенного поднятия, а в дальнейшем привело к возникновению в его пределах частной зоны вторичного растяжения, заполнившейся специфической вулканической серией.

Структурная перестройка и последовавшее затем скачкообразное увеличение мощности гранитно-метаморфического слоя нашли отражение в изменении химического состава наиболее типовых пород различных вулканогенных комплексов. Вулканыты раннего этапа (табл. 1, колонки 1—5) в целом очень близки к современным островодужным сериям нормального известково-щелочного ряда, в том числе по низкому содержанию TiO_2 , MgO и высокой железистости, но отличаются несколько пониженным содержанием глинозема (13—15). Для вулканических продуктов позднего этапа (см. табл. 1, колонки 6—11) характерны прежде всего повышенная щелочность и, главное, увеличение доли K в ней; содержание Al_2O_3 в основном умеренное (см. табл. 1, колонки 6—10). В остальном они похожи на соответствующие породы ранних комплексов. Исключением являются лишь образования андезит-оливинбазальтовой формации (см. табл. 1,

Таблица 1

Средний химический состав вулканических пород островодужных комплексов, вес. %

Оксид	1 (23)	2 (23)	3 (5)	4 (11)	5 (106)	6 (10)	7 (7)	8 (6)	9 (7)	10 (4)	11 (15)	12 (8)	13 (5)	14 (31)	15 (2)	16 (15)
SiO ₂	64,89	53,71	58,27	57,80	62,91	54,29	59,88	65,67	54,95	52,86	65,15	53,60	59,40	52,67	54,95	63,66
TiO ₂	0,65	0,98	1,02	0,62	0,68	0,72	0,69	0,84	1,35	1,18	0,61	1,44	0,90	1,16	1,40	0,65
Al ₂ O ₃	13,28	15,32	15,15	17,04	14,54	16,58	16,01	15,36	15,93	16,56	14,25	15,29	15,40	16,37	15,48	15,84
Fe ₂ O ₃	2,83	4,62	4,22	3,45	2,66	4,65	2,92	2,70	4,38	3,92	3,06	5,60	5,60	5,12	4,90	2,00
FeO	4,21	6,34	4,12	3,39	4,33	4,30	3,40	3,01	4,07	4,13	1,98	5,90	2,40	4,09	2,42	3,50
MnO	0,08	0,10	0,12	0,09	0,09	0,15	0,12	0,10	0,13	0,12	0,25		0,11	0,15	0,18	0,08
MgO	2,93	3,52	3,53	3,12	2,71	3,78	2,54	1,06	3,12	4,02	1,78	2,27	2,60	4,70	3,08	2,48
CaO	3,31	6,17	4,58	4,95	4,26	6,33	4,12	1,83	5,75	6,80	2,79	5,20	5,12	7,65	4,30	3,35
Na ₂ O	4,28	4,33	5,40	4,44	4,33	3,31	4,49	4,82	3,93	3,66	4,27	6,18	4,12	3,67	4,80	4,55
K ₂ O	1,18	1,04	0,77	1,35	1,19	2,21	1,73	2,23	2,26	1,47	2,39	0,24	1,70	1,79	5,04	1,65

64

Примечание.

1—11 — Чингизский мегантиклинорий:

1 — дацитовые порфиры среднего кембрия (С₂am);2 — андезито-базальтовые порфириты карагутуйской свиты (С₃²⁻³);3 — андезитовые порфириты сарышокинской свиты (O_{1a});4 — андезитовые порфириты абаевской свиты (O_{1a}-11);5 — андезито-дацитовые порфириты бабанской свиты (С₂С₂₋₃);6—8 — намасская свита (O₂С₃-a5):

6 — андезито-базальтовые порфириты,

7 — андезитовые порфириты,

8 — дацитовые порфиры;

9 — андезито-базальтовые порфириты жумаковской свиты (S₁₃²-w);10, 11 — доненжальская свита (S₁₋₂?):

10 — андезито-базальтовые порфириты,

11 — дацитовые порфиры;

12 — Степнякская зона: андезито-базальтовые порфириты саргской серии (O₂);13—15 — Карабулакская зона, порфириты дагандалинской свиты (D₂gv):

13 — андезитовые,

14 — андезито-базальтовые,

15 — трахандезито-базальтовые;

16 — Рудноалтайская зона: андезито-дацитовые порфириты пихтовской свиты (D₂gm).

1—5, 11, 16 приводятся по данным Н. В. Полянского, В. И. Титова, И. А. Ротараша и др. [Геологическая карта..., 1979],

6—10, 12—15 — по данным Н. В. Полянского, Т. М. Жаутыкова, Р. А. Копятевича, Н. М. Фрида, Л. Г. Никитиной и др. [Металлогения..., 1977].

В скобках под порядковыми номерами указано количество анализов.

колонка 9), которые отличаются более высоким содержанием TiO_2 и имеют отчетливо выраженный субщелочной уклон, иногда с преобладанием K над Na [Лялин и др., 1964; Металлогения..., 1977]. Однако это исключение подчиняется общей петрохимической тенденции, заключающейся в том, что последовательно формирующиеся магматические комплексы составляют один эволюционный ряд, в котором от раннего этапа к позднему заметно возрастают уровень щелочности и отношение K/Na.

Рассмотренные основные закономерности полициклического развития сложной, длительно существовавшей островодужной структуры были присущи, по-видимому, и остальной северо-западной части Бошекуль-Чингизской складчатой системы. Здесь распространены похожие на Чингиз-Тарбагатайский регион комплексы, которые отвечают таким же временным циклам и этапам и объединяют группы формаций, близких вышеописанному по возрасту и вещественному выражению [Бандалетов, 1969; Никитин, 1972; Геология СССР, 1972; Допалеозой..., 1974, т. 1; Металлогения..., 1977; и др.]. Главные различия — меньшая в целом вулканическая активность и незначительность выходов интрузивных пород.

На участке, где становление гранитно-метаморфического слоя закончилось в начале силура (Баянаульская, Майкаин-Кызылтасская, Шидерты-Кендыктинская, Бошекульская зоны), вулканогенные, в разной степени дифференцированные формации раннего этапа представлены джангабульской (E_2am_1), ащикольской (E_2am_2)¹, кызылкаиндинской (E_2m), олентинской, или темирастауской (O_1t), кендыктинской (O_1a) и перунской ($O_2l_2-c_1$?) свитами. К существенно осадочным комплексам островодужных прогибов относятся разрезы низов среднего кембрия (E_2am_1), куяндинской свиты (E_3^{2-3}), нижнего ордовика (O_1t-a_1 , бывшая телескольская свита), верхней части (O_2l_2-II) ержанской свиты, сарыбидаикской ($O_2l_2-c_1$) и еркебидаикской (O_2c_1) свит. Вулканиды позднего этапа слагают верхнюю, большую часть баянской свиты ($O_3c_2-c_3^1$) и биикскую свиту ($O_3a\check{s}_1-a\check{s}_2^1$), а карбонатно-терригенному нижнемолассовому комплексу отвечают разрезы бестюбинской ($O_3c_2-a\check{s}$), ангресорской (O_3c_3), оройской ($O_3a\check{s}$), караайгырской (S_1l) и сульсорской (S_1w) свит. На участке с более молодым гранитно-метаморфическим слоем (Северо-Карагандинская и Спасская зоны) островодужные осадочно-вулканогенные образования имеют в основном позднеордовикский возраст (байдаулетовская свита и ее аналоги O_3c_2-3). К раннему этапу здесь также принадлежит

¹ По данным В. К. Заравняевой и др. [Металлогения..., 1977], вулканиды ащикольской свиты, составляющие верхнюю часть непрерывно (гомодромно) дифференцированной бошекульской серии (E_2), принадлежат к субщелочному ряду с отношением K/Na, равным или большим единицы; главным типом эффузивов являются трахидацитовые порфиры, которым комагматичны силлы трахитовых порфиров и сиенит-порфиров. Подобные породы этого возраста на Чингизе не известны.

мощная флишоидная серия (S_1I). Нижняя моласса начинает накапливаться только в самом конце лландоверийского века.

На территории **Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньской системы** каледонид (Западный геоблок) наиболее крупная островодужная структура, прослеживающаяся примерно на 250 км, приурочена к осевой части Степнякской зоны с новообразованной корой субокеанического типа. Свидетельством существования меланократового основания служат небольшие альпинотипные массивы серпентинизированных перидотитов (гарцбургитов), пироксенитов и габбро, которые сохранились главным образом в пределах смежных фрагментов — Кокчетавского и Ичкеольмеского — микроконтинента (щучинский комплекс).

В Степнякской зоне, по данным И. Ф. Никитина [1972], Л. В. Бульго и др. [Допалеозой..., 1974, т. 1], Е. А. Бабичева и др. [1977а], Р. А. Копятевича и Н. М. Фрид [Металлогения..., 1977], Э. М. Спиридонова [1980] и других, магматическая деятельность на протяжении переходной стадии возобновлялась многократно. Первые фиксируемые ее проявления — вулканиты трахидацитового, трахилипаритового, значительно реже трахибазальтового и трахиандезитового состава (свита тассу E_{2-3}^2 , до 1600 м). Среди пород повышенной щелочности, в которых в большинстве случаев содержание К выше, чем Na, встречаются также разности с нормальной щелочностью. Позже накопилась флишоидно-граувакковая формация (уштоганская свита O_1-O_2I и ее аналоги, до 3300 м), включающая местами туфогенно-осадочные отложения. Характерно присутствие обильного обломочного материала кварцевого, кварц-полевошпатового и полимиктового состава, источником которого служили древние толщи бывшего микроконтинента.

В следующий, главный цикл вулканизма получила развитие непрерывная базальт-андезит-дацитовая формация со сложной последовательностью вулканических продуктов, относящихся в целом к известково-щелочному ряду (сагская серия O_2I-c_1). Отличительная их особенность — высокая железистость и постоянное преобладание Na над K; нередко присутствуют щелочные вулканиты с ярко выраженной натровой специализацией (см. табл. 1). Широко распространены высокоглиноземистые базальты, которым характерны по составу небольшие рудоносные (Fe—Ti) ультрабазит-габбровые интрузивы [Спиридонов, 1980]. Максимальная мощность вулканогенной формации (3000—4000 м) отмечается в центральных частях зоны; к периферии низы ее замещаются терригенными осадками. Вулканомиктовые песчаники и алевролиты являются также основными членами вышележащей флишоидной толщи (лидиевская свита O_2c_1 , 1200—2100 м), в которой иногда значительна, особенно на севере, роль туфов и туффитов среднего состава.

Сходными чертами со среднеордовикским обладает осадочно-вулканогенный комплекс, начинающий заключительный этап переходной стадии и представленный двумя разновозрастными

формациями (майлисорская свита O_3c_{2-3}). Восточные разрезы мощностью свыше 2200 м отвечают непрерывно дифференцированной серии, состав которой меняется от крайне высокоглиноземистых (до 24% Al_2O_3) плагиобазальтов до дацитов. Западнее обнажается слабо дифференцированная базальт-андезито-базальтовая формация, мощность ее 1000—2000 м. Как отмечает Э. М. Спиридонов [1980], калийность вулканитов в общем увеличивается с востока на запад. Мелкообломочная терригенно-карбонатная нижняя моласса содержит пачки туфовых турбидитов (маятасская свита O_3c_3 -а δ , 900—1400 м) и местами прорывается поясом жерловых и субвулканических тел андезит-дацит-плагиолипаритового состава, а также связанных с ними малых интрузий. Завершающим и наиболее выразительным комплексом-показателем становления нового гранитно-метаморфического слоя является крыккудукский многофазный тоналит-гранодиоритовый комплекс (O_3), слагающий обширные поля не только в Степнякской зоне, но и на Кокчетавском массиве. В центральной и южной частях Степнякской зоны гранитоиды залегают в виде почти сплошной плиты мощностью 2—6 км [Бабичев и др., 1977а].

Степнякская островодужная структура фронтально была обращена, по-видимому, на восток. В ее пределах формирование гранитно-метаморфического слоя произошло в отличие от аналогичной Чингиз-Тарбагатайской системы очень быстро (практически одноактно) и сопровождалось образованием огромного объема складчатых гранитоидов, прорвавших и метаморфизовавших все доордовикские и ордовикские толщи. Вероятно, такой характер развития был обусловлен близостью блоков с древней сиалической корой, которые не только обрамляли сравнительно недавно возникший микроокеанический бассейн деструктивного типа, но и могли в виде остаточных небольших масс сохраниться внутри последнего. Не исключено, что повышенная калиевая щелочность кембрийских кремнекислых вулканитов связана с одним из подобных внутренних блоков; островодужные серии нормального или существенно натрового известково-щелочного ряда накапливались скорее всего на участках с океанической корой. В процессе тектонического скупивания разнородные блоки были неоднократно перемешаны, а в самом конце ордовика окончательно спаяны воедино крыккудукским интрузивным комплексом.

Островодужная ассоциация пород **Зайсанской системы** герцинид (Жарма-Саурская зона) во многих отношениях близка к ассоциации соседнего Чингиз-Тарбагатайского региона, только имеет в целом более молодой возраст и отличается постоянным (юго-западное) направлением скупивания. Частично она рассматривается при описании в соответствующем разделе Карбогинского тектонического покрова. В собственно Ж а р м а - С а у р с к о й з о н е [Геология СССР, 1967; Допалеозой..., 1974, т. 1; Геологическая карта..., 1979] комплексы раннего этапа развития

объединяют типичные для островных поднятий вулканогенные и осадочно-вулканогенные формации (толща D_1 Жарминского района, свиты джеменейская D_2gv-D_3f , курткинская C_1t , терсайрыкская C_{1v_1} , сиректасская C_{1v_3-sp}), интрузивные образования (комплексы курсайшатский D_3 и саурский C_1), а также туфогенно-осадочные, вулканогенно-кремнисто-терригенные и существенно терригенные формации межостровных депрессий и приостроводужных прогибов (франские толщи хребта Саур-Тау и Жарминского района, свиты кояндинская C_1t и коконьская C_{1v_1}). Комплексами-показателями становления гранитно-метаморфического слоя являются терригенно-вулканогенная нижняя моласса (кенсайская, кайгенбулакская, саркульская свиты C_2) и адамеллит-граносиенит-диорит-гранитная формация (манракский комплекс C_2), распространенные в основном на юго-востоке и в центральной части зоны.

Комплексы вторичных островных дуг

Эти комплексы сравнительно просты и состоят из ограниченного набора формаций. Они образовались в течение одного, иногда двух вулcano-магматических циклов преимущественно по периферии герцинских краевых морей. Самостоятельные, присутствующие только им комплексы позднего этапа отсутствуют.

В Джунгаро-Балхашской области наиболее ранняя из вторичных островных дуг находится в Карабулакской зоне, вблизи каледонского массива Чингиза. По данным Л. Г. Никитиной [Никитина, Аксаментова, 1965; Металлогения..., 1977], И. Г. Щерба [1973], Н. В. Полянского [Геологическая карта..., 1979] и других, здесь развиты две разновозрастные формации, которые объединяются большинством в дагандалинскую свиту (D_2gv). Во фронтальной юго-западной части структуры на нижне(?) -среднедевонской толще переслаивающихся туфов и вулcano-терригенных осадков, накопившихся в результате размыва синхронной вулcano-плутонической ассоциации соседнего блока с недавно возникшей континентальной корой, согласно залегает непрерывно дифференцированная мощная серия вулканитов, состав которых меняется от андезито-базальтов до дацитов и липаритов (вверху). Резко преобладают породы среднего состава, которые относятся к известково-щелочному ряду с несколько повышенной щелочностью (см. табл. 1, колонки 13, 14). Северо-восточнее обнажается осадочно-вулканогенная слабо дифференцированная формация, эффузивы которой варьируют в диапазоне базальт—андезит при подавляющем преобладании андезито-базальтов. Они несогласно залегают на наземных лавах среднего девона и перекрываются карбонатно-терригенными отложениями франского яруса. В верхах разреза, общая мощность которого достигает 2500 м, присутствуют щелочные трахиандезитовые и трахиандезито-базальтовые порфириты с высоким содержанием K_2O (см. табл. 1, колонка 15); по остальным петро-

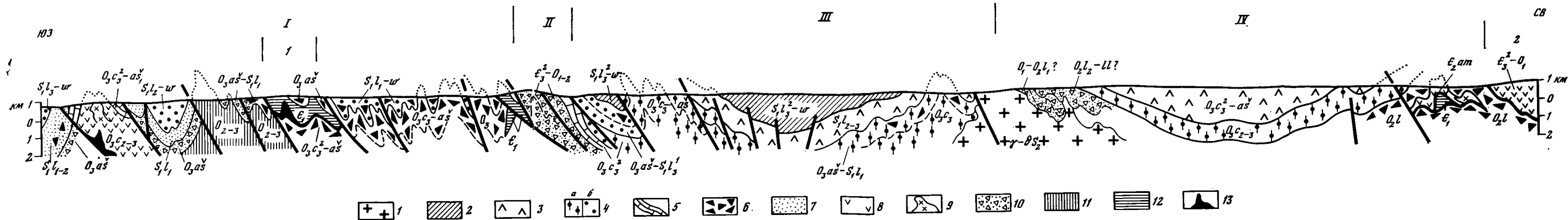


Рис. 7. Схематизированный профиль через юго-западную часть Чингизского региона

1—4 — формации позднего этапа переходной стадии: 1 — диорит-гранодиорит-гранитная, 2 — андезит-оливинбазальтовая, 3 — вулканогенные преимущественно андезитового состава, 4 — нижние молассы карбонатно-туфогенно-терригенные (а), карбонатно-терригенные и терригенные (б); 5 — рифогенные известняки; 6 — олистостромы; 7—10 — формации раннего этапа переходной стадии: 7 — флишoidная, 8 — вулканогенные дифференцированные, 9 — интрузивные, 10 — вулканогенно-кремнисто-терригенные; 11, 12 — комплексы

океанической стадии: 11 — яшмово-спилит-диабазовый, 12 — карбонатно-спилитовый; 13 — отторженцы меланократового фундамента.
Структурно-формационные зоны: I — Акбастауская, II — Ақтатауская, III — Абралинская, IV — Центрально-Чингизская; тектонические покровы: 1 — Балкыбекский, 2 — Центрально-Чингизский

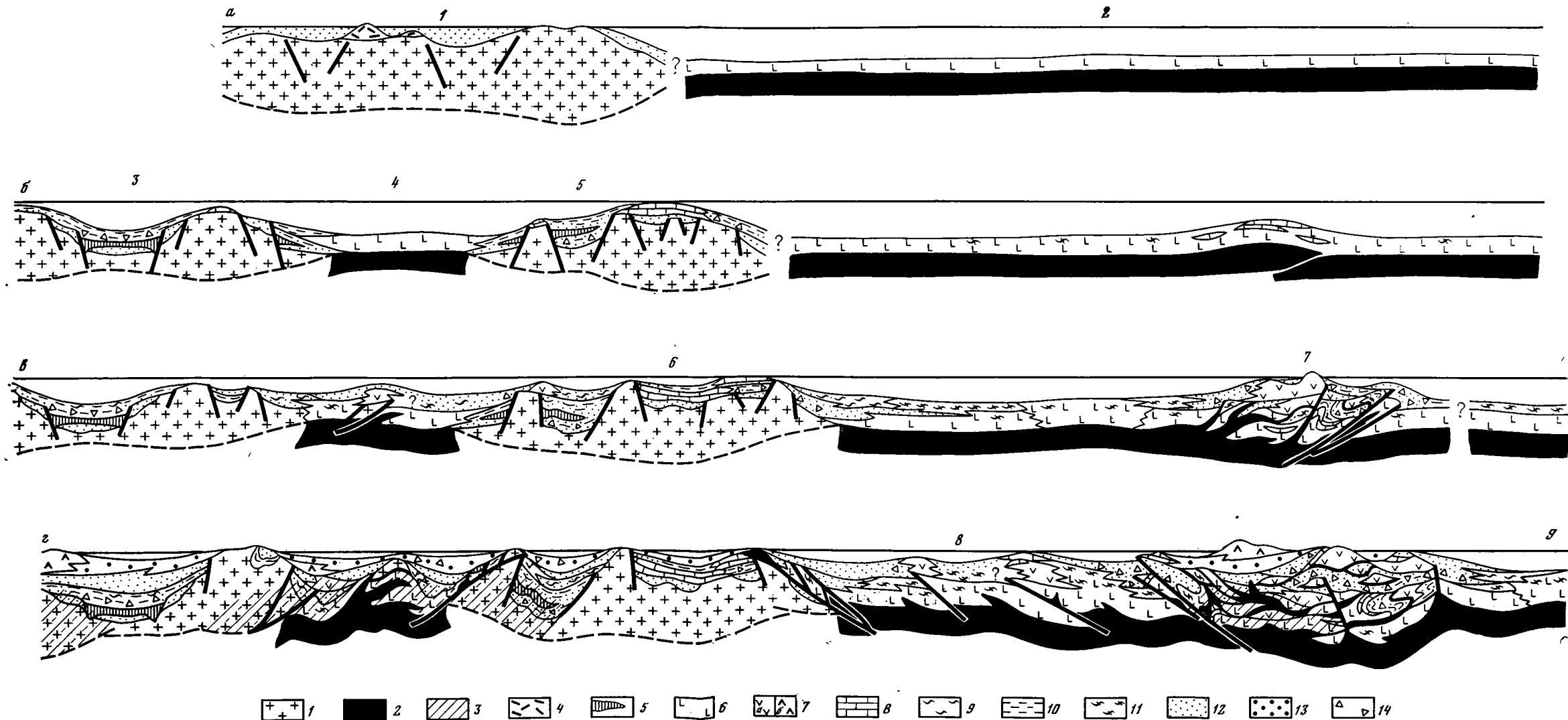


Рис. 16. Схема тектонического развития Восточного Казахстана в досреднепалеозойскую эпоху

a — конец рифея — начало венда, *б* — венд — начало кембрия, *в* — конец кембрия — начало среднего ордовика, *г* — поздний ордовик.

1 — континентальная кора («зрелый» гранитно-метаморфический слой); 2 — океаническая кора (меланократовый фундамент); 3 — зоны плагногранитизации (новообразованный гранитно-метаморфический слой); 4 — вулканоплутоническая ассоциация кислого состава континентальной стадии; 5 — вулканы рифтогенной стадии (преимущественно основные); 6 — океанические недифференцированные базальтоиды; 7 — островодужные дифференцированные вулканы раннего (*a*) и позднего (*б*) этапов; 8—13 — преобладающие типы отложений: 8 — карбонатный, 9 — кремнистый (фтаниты, яшмы), 10 — карбонатно-

кремнисто-глинистый и глинисто-кремнистый (черносланцевый), 11 — туффито-яшмовый, 12 — терригенный, 13 — карбонатно-терригенный нижних моласс; 14 — отторженцы чужеродных пород и продукты их разрушения.

Цифры на схеме: 1 — Кокчетавско-Чуйский микроконтинент, 2 — Восточно-Казахстанская океаническая область, 3 — Байконур-Марьевский прогиб, 4 — Степняк-Жалаир-Найманский микроокеанический бассейн, 5 — локальные рифтогенные прогибы типа Сарытумского, 6 — Актау-Моинтинский массив, 7 — Чингиз-Тарбагатайская островодужная система, 8 — Северо-Балхашское краевое море, 9 — Зайсанский расширяющийся океанический бассейн

химическим характеристикам эти породы близки вулканитам нормального ряда.

Живетская слабо дифференцированная формация выполняет узкую (5—10 км) грабенообразную структуру протяженностью около 100 км. Северной ее границей служит крупный Балхаш-Чингизский разлом с амплитудой вертикального смещения 2—3 км. На юге грабен ограничен крутой флексурой, нарушенной небольшими срывами [Щерба, 1973]. Для внутреннего строения характерно сочетание продольных сбросов и моноклиналей, осложненных флексурами более мелкого порядка и ступенеподобными складками. Вдоль их крутых крыльев, переходящих в сбросы, часто располагаются дайки и субвулканические тела. Все это указывает на приуроченность формации к зоне растяжения, сопряженной со вторичной островной дугой.

Другая дуга более сложной в плане конфигурации возникла во внутренних районах Джунгаро-Балхашской геологической провинции (Акмаинская, Кытырасанская, Кусакская и Тюлькулинская зоны, см. рис. 3). Она стала формироваться в фаменском веке и просуществовала вплоть до среднего визе, расчленив единый до того краевоморский терригенный бассейн на отдельные ванны. Расцвет вулканической деятельности пришелся на раннетурнейское время. Извержения в разных частях дуги происходили с разной интенсивностью и заметно варьировали по составу [Бахтеев и др., 1971; Щерба, 1973; Металлогения..., 1977]. В начале и конце эпохи получил развитие кислый вулканизм. В целом вулканиты образуют ряд лейкобазальт — андезит — дацит — плагиолипарит, для которого характерна большая дисперсия содержания щелочей. Много мелких экструзий, маломощных межпластовых залежей автомагматических брекчий, небольших штоков, силлов и даек, нередко встречаются игнимбриты. Преобладают тела средне-кислого состава. Наблюдаются значительные колебания (часто на коротких расстояниях) количества осадочного и вулканогенного материала, отражающие, по-видимому, различия разрезов вулканических островов и межостровных депрессий. Как считает В. С. Яновская [Металлогения..., 1977], на долю осадочно-пирокластических пород, среди которых доминируют тефрогенные песчаники и туффиты, приходится 15—70% общей мощности, меняющейся от 2200 до 4700 м.

Крупная вторичная островодужная структура приурочена к Рудноалтайской зоне Зайсанской области. В этой зоне распространены осадочно-вулканогенные толщи среднего—верхнего девона, резко несогласно залегающие на метаморфизованных до фации зеленых сланцев карбонатно-терригенных отложениях, которые перекрывают кристаллический фундамент и прорываются гранодиорит-гранитными интрузиями O_3 —S. Островодужную ассоциацию, венчающуюся глинисто-известняково-терригенными осадками (C_1t-v_1), составляют две главные формации [Кузубный и др., 1979; Ротараш и др., 1982; и др.].

Контрастная базальт-липаритовая (кварц-кератофировая) формация калий-натровой серии объединяет вулканические, субвулканические и вулкано-терригенные мелководные образования, достигающие суммарной мощности 3000—6500 м (лениногорская, крюковская, ревнюшинская, ильинская, лосишинская, сокольная, успенская, таловская, зырянская, гериховская, николаевская, снегиревская и другие свиты D_2e_2 — D_3fm_1). Отличительной их особенностью является резкое преобладание кислых вулканитов над основными — (9—10)/1, возникших, вероятнее всего, в результате палингенеза древнего гранитно-метаморфического слоя. В ряде мест вулканическим продуктам комагматичны разновозрастные массивы гиабиссальных гранитоидов. Вдоль юго-западного края Рудноалтайской зоны развита андезит-дацитовая натровая формация мощностью 2000—3000 м (пихтовская свита D_3fm), в которой вулканиты образуют непрерывный ряд от базальтов до липаритов с ведущей ролью андезитов и дацитов. В петрохимическом отношении они аналогичны типовым породам других островных дуг (см. табл. 1, колонка 16).

К востоку от Рудноалтайской дуги находился тыловой бассейн (Белоубинско-Южноалтайская зона), который отделял дугу от континентального массива (каледониды Алтае-Саянской системы). Он выполнен флишеподобной толщей вулканомиктовых и аркозовых песчаников, алевролитов, туффов, глинистых и глинисто-кремнистых сланцев общей мощностью 3500—4000 м (большереченская и белоубинская свиты D_2gv_2 — D_3). Сланцев особенно много в верхней части разреза, что свидетельствует об углублении и расширении бассейна, который с течением времени распространился на территорию Рудноалтайской зоны (алейская свита D_3). В конце девона вдоль приконтинентального его борта возник мощный пояс даек, силлов и линейно вытянутых более крупных тел габбро-диабазов, габбро и диабазовых порфиритов, относящихся к щелочной оливинбазальтовой серии (белорецко-маркакольский комплекс) [Геологическая карта..., 1979, с. 107].

На примере южной части региона И. А. Ротараш, С. Г. Самыгин и др. [1982] показали, что приблизительно одновременно перед фронтом дуги образовалась подводная терраса, в сложении наружного приподнятого края которой участвуют бескарневые фрагменты сиалического цоколя, представленные выходами мигматизированного амфиболит-гнейсового комплекса с остатками куполовидных структур, и различные динамосланцы (Иртышско-Курчумская зона). Относительное поднятие отшнуровало небольшой преддуговой прогиб, в котором среди бескарбонатных алеврито-глинистых и кремнистых осадков происходило захоронение (часто в сопровождении оползневых тектур) грубообломочного материала вулканического происхождения (Пугачевская подзона, рис. 8). К юго-западу от террасы располагался глубоководный желоб.

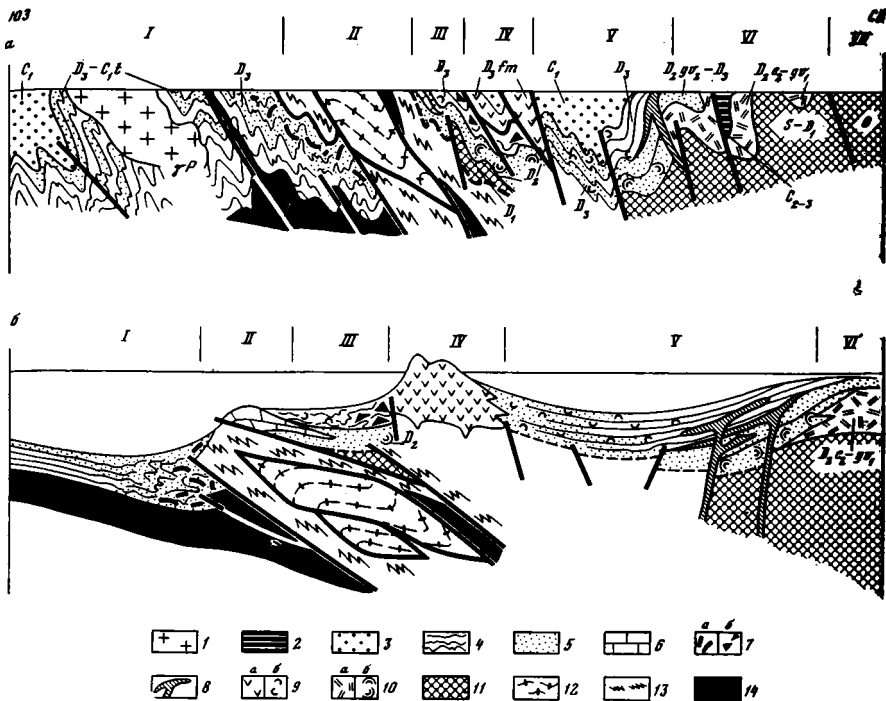


Рис. 8. Схематизированный профиль через Юго-Западный Алтай (а) с палеотектонической реконструкцией для позднего девона (б)

I — граниты калбинского комплекса; 2 — континентальная моласса; 3 — граувакковые флишонды; 4 — глинистые и алевроитовые сланцы; 5 — мелкообломочные терригенные отложения с элементами ритмичности; 6 — биогермные известняки; 7 — отторженцы различных комплексов (а) и вулканитов андезит-дацитової формации (б); 8 — диабазы, габбро-диабазы; 9 — вулканиты среднего состава (а), в том числе туффиты и пепловые туфы (б); 10 — вулканиты преимущественно кислого состава (а), в том числе туфы (б); 11 — досреднедевонское основание; 12 — амфиболит-гнейсовый комплекс; 13 — зеленые динамосланцы, диафориты по амфиболит-гнейсовому комплексу; 14 — офиолиты.
Тектонические зоны: I — Калба-Нарынская, II—III — Иртышско-Курчумская (III — Пугачевская подзона), IV — Рудноалтайская, V — Белоубинско-Южноалтайская Зайсанской складчатой системы, VI — Холзунско-Сарымсактинская, VII — Горноалтайская Алтае-Саянской складчатой системы

Комплексы глубоководного желоба

Формационные комплексы этого типа выявлены пока только в Калба-Нарынской зоне Зайсанской складчатой системы, где они синхронны позднедевонской вулканической дуге Рудного Алтая [Ротараш и др., 1982]. Палеожелобу отвечают два близко одновозрастных комплекса, сменяющие друг друга вкрест простирания.

Вдоль северо-восточного края на всем протяжении Калба-Нарынской зоны распространена хаотическая ассоциация пород оли-

стостромового типа (D_3). Матриksom служат темные серицитизированные алевропелиты и аргиллиты с линзочками и редкими маломощными прослоями зеленоватых алевролитов, мелкозернистых песчаников кварц-полевошпатового состава, кремней, светлых слабо кремнистых известняков. В сланцевой существенно глинистой массе очень неравномерно заключено большое количество обломков, глыб, блоков и пластин различных пород, среди которых различаются: 1) осадки, идентичные вмещающим отложениям, накопившимся, по-видимому, в глубоководных условиях; 2) встречающиеся в смежной Иртышско-Курчумской зоне сплюснутые зеленые сланцы, порфиритоиды и филлиты, какталазированные плагиограниты, жильный кварц; 3) мелководные биогермные известняки разного возраста (D_{2ef} , D_{2gv} , иногда D_{3f}), часто связанные с ними известковистые полимиктовые песчаники, иногда мелкогалечные конгломераты; осадки, не известные в коренном залегании, некогда находились, вероятно, также в пределах Иртышско-Курчумской зоны, где в настоящее время полностью размыты; 4) представители офиолитового разреза — спилитизированные, нередко с реликтами подушек эффузивы основного состава, зеленокаменно измененные габбро-диабазы, темные перекристаллизованные тонкослоистые силициты (микрокварциты), амфиболитизированные габбро, серпентиниты и антигоритовые сланцы. В количественном отношении резко доминируют породы последних трех групп, которые, как правило, сильно брекчированы и раздроблены. Размеры и форма включений самые разнообразные. Преобладают изометрические глыбы средних (до 20—30 м в поперечнике) и мелких (1—5 м) размеров. Известняки, зеленые сланцы, основные вулканиты и габброиды часто слагают довольно крупные пластины, протягивающиеся на сотни метров, а иногда на первые километры. Помимо отмеченных включений, в разрезе довольно много актинолитизированных, хлоритизированных и карбонатизированных субвулканических (?) тел преимущественно андезитового и дацитового состава.

Все составляющие олистостромового комплекса, суммарная мощность которого не менее 2000 м, дислоцированы весьма интенсивно⁴. Первоначальная форма включений зачастую сильно усложнена мелкой складчатостью. Некоторые из них будинированы и расташены или выжаты в виде отдельных фрагментов. Контакты с алевропелитовым матриksom в таких случаях тектонические. Кроме того, вулканогенные породы по краям обычно рассланцованы и наиболее значительно вторично изменены, что местами приводит к «размыванию» границы между ними и вмещающей массой. Среди матрикса много милонитов, участки развития которых вытянуты вдоль плоскостей сланцеватости.

⁴ Рассматриваемая часть Калба-Нарымской зоны вместе с Иртышско-Курчумской обычно относится к Иртышской зоне смятия.

Олистостромовый комплекс в юго-западном направлении постепенно замещается *аспидной формацией* (нижняя, большая часть такырской свиты D_3-C_1t). Формация состоит из черных глинистых сланцев и алевролитов с маломощными прослоями мелкозернистых олигомиктовых песчаников. Количество последних сильно возрастает вверх по разрезу, общая мощность которого превышает 1500 м. Отложение осадков было связано с деятельностью турбидных потоков. По мнению В. П. Нехорошева [1958], накопление происходило в самой глубокой части Зайсанской геосинклинали в условиях сероводородного заражения.

Вблизи восточной границы площади развития аспидной формации к некоторым из продольных малоамплитудных разломов взбросового типа приурочены протрузии серпентинитового миктового меланжа. Наиболее крупная протрузия, протягивающаяся на 6 км при ширине 50—200 м, обнажается на юге Калба-Нарымской зоны, вблизи слияния рек Кыстав-Курчум и Курчум. Серпентиниты по краям сильно перетерты и обычно оталькованы, в центральных же частях они сохранили мелкоблочную структуру с шаровидными закатышами массивных разностей. Встречаются глыбы серпентинизированных перидотитов (гарцбургитов?), слабополосчатых эпигаббровых амфиболитов, в том числе гранатовых, амфиболитизированных диабазов и черных перекристаллизованных кремней. По-видимому, протрузии являются отторженцами меланократового основания, залегающего, судя по амплитудам выводящих разломов, на сравнительно небольшой глубине непосредственно ниже аспидной формации.

Олистостромовая толща, содержащая включения пород из океанической литосферы и из приостроводужной Иртышско-Курчумской зоны, накапливалась на внутреннем склоне глубоководного желоба, наверно на уступах и в основном у подножья предостровной террасы, чей приподнятый край был сложен метаморфизованными образованиями, которые перекрывались мелководным терригенно-карбонатным разрезом (см. рис. 8). Подобно преддуговой области Японских островов [Шики, Мисава, 1980] здесь также присутствуют небольшие линзовидные синтетонические внедрения различных магматитов, проникшие в наиболее ослабленные плоскости, которые возникли в результате движений по системе чешуйчатых надвигов и вызванных ими сбросов. Внутренний склон палеожелоба и соседняя подводная терраса по формационному типу пород, стилю деформаций, особенностям метаморфизма и тектоническому положению отвечают субдукционному комплексу (ископаемая зона Беньюфа). В современной структуре этот комплекс значительно эродирован и представлен Иртышской зоной смятия, имеющей большое сходство с хорошо изученными субдукционными комплексами западного побережья Северной Америки [Ротараш и др., 1982]. Окончательное становление зоны смятия произошло в позднепалеозойскую эпоху.

Аспидная формация образовалась в осевой части и вдоль внешнего приокеанического склона глубоководного желоба. Ее можно рассматривать как палеоаналог первого слоя океанического чехла. Хотя нижняя стратиграфическая граница этого слоя неизвестна, однако протрузии серпентинитового меланжа, включающие породы только офиолитовой ассоциации, свидетельствуют о формировании отложений на океанической коре. Реликты прилегавшей океанической плиты ныне встречаются юго-западнее, среди меланжа и отдельных останцов Чарской зоны, в пределах которой тектонически совмещены и перемешаны породы меланократового фундамента и перекрывавшие их разнообразные осадки и вулканиты, слагавшие различные структуры.

Комплексы краевых морей

Как указывалось в начале раздела, комплексы типа краевых морей или отмирающих океанических бассейнов слагают большую часть площади герцинид (области с позднепалеозойской корой Восточного геоблока), где они надстраивают разрезы океанической стадии развития, залегая на последних, как правило, со структурным и стратиграфическим несогласием. Формационные ряды их довольно однообразны и имеют много общих черт. В **Джунгаро-Балхашской области** они охватывают колонну пород от среднего—верхнего ордовика до низов среднего карбона включительно, различаясь по своему составу и мощностям в центральных и периферических зонах [Бандалетов, 1969; Геология СССР, 1972; Александрова и др., 1974; Допалеозой..., 1974, т. 1, 2; Щербакова и др., 1977; Пославская, Ушатинская, 1980; и др.].

Комплексы раннего этапа представлены в основном терригенными сериями. В Нуринской зоне разрез начинается с граувакковых песчаников, которые переслаиваются с подчиненными пачками алевролитов и аргиллитов (куланутпесская свита O_2 , около 2000 м). Встречаются пестрые кремнистые осадки, внизу с ними ассоциируют туфогенные алевролиты, туфы основного и среднего состава. Количество кремнистых и вулканогенных пород заметно возрастает в западном направлении, где они совместно с более грубыми обломочными отложениями частично перекрывают, вероятно, комплекс континентального склона и подножья Атасуйской зоны. Следующая формация — флишоидная граувакковая (свиты белкараганская O_3 , до 2500 м; ермекская S_1 , 4500—5000 м; исенская S_2 , 1500—2000 м), сложенная преимущественно зеленоцветными разнозернистыми песчаниками и алевролитами, реже — аргиллитами, гравелитами и конгломератами. Много полимиктовых разностей, в ряде участков присутствуют мощные линзы рифовых известняков (S_2ld); известковистые породы отмечаются также и на других уровнях. На граувакковой формации с размывом, иногда незначительным,

залегают полимиктово-терригенная с примесью пирокластического материала (биотарская свита $D_1-D_2ef_1?$, 4800—6200 м). Нижняя часть (D_1g) по составу и характеру наложения очень близка к силуру, выше наблюдается чередование существенно пестроцветных толщ с регрессивным и трансгрессивным стилем строения. Одновременно (с D_1z) разрез обогащается обломками вулканитов и различными туфами, наиболее обильными на севере Нуриной зоны, которые приносились со стороны девонского вулканического пояса. В Карасорской зоне туфогенные и вулканито-терригенные отложения преобладают (саумалкольская свита D_{1-2e}).

На территории Нуриной зоны осадконакопление происходило в условиях интенсивного прогибания с ускоряющимся темпом поступления обломочного материала. Его источником сначала служили преимущественно океанические и склоновые комплексы (кремнистые породы, основные эффузивы, габброиды, терригенные осадки), распространенные в более южных и западных районах. С середины силура увеличивается доля продуктов размыва островодужной ассоциации (O_3), возникшей севернее (вулканиты различного состава, гранитоиды, метаморфические и другие породы), а с зигенского века раннего девона источником сноса являлся наземный вулканический пояс, формировавшийся по краю каледонского континентального массива. На востоке, в Карасорской зоне, позже появилась мощная ритмично-слоистая толща тефроидов (внизу) и вулканомиктовых осадков (карасорская серия D_2gv-D_3f), латерально связанная со второй островной дугой, большая часть которой находилась в Предчингизье (Карабулакская зона).

В другой периферической зоне — Ж а м а н - С а р ы с у й - с к о й — обнажающийся разрез также представлен флишовой серией ($S_1-D_2gv_1?$, не менее 5000—7000 м), образовавшейся в компенсированном прогибе. Породы здесь более тонкокластические, присутствуют кремнистые, реже — известковистые разновидности. Довольно типичны аркозы и обломки микрокварцитов, которые поступали, видимо, с соседнего Актау-Моинтинского массива.

Во внутренних районах Джунгаро-Балхашской области осадочные серии накапливались в постепенно мелевшем морском бассейне со спорадически возникавшими и быстро размывавшимися подводными поднятиями и островами. Так, в основании разреза Балхашской зоны локально развита вулканогенно-осадочная формация (джаманшурукская свита O_3 , около 1500 м), в которой среди гравелитов, конгломератов, песчаников, средних и кислых туфов, порфиритов обособляются пачки кремнистых алевролитов, туффитов и яшм, а также линзы известняков. Ее сменяет широко распространенная терригенная формация ($S_{1,2}-S_{2ld}$, 2300—2700 м), состоящая преимущественно из полимиктовых песчано-алевролитовых отложений, нередко известковистых и в нижней половине пестроцветных, выше — зеленоцвет-

ных. На разных стратиграфических уровнях в тех или иных участках встречаются ритмично переслаивающиеся толщи, а вверху местами появляются мощные пачки грубых песчаников, гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Зеленоцветная туфогенно-терригенная формация (S_2p-D_2ef , 2500—3500 м), с постепенным переходом залегающая на предыдущей, отличается преобладанием мелко-среднезернистых песчаников и присутствием в низах и средней части редких маломощных прослоев тонкозернистых туффитов кислого состава, а вверху — в возрастающем количестве туфопесчаников, туфоалевролитов и туфов (главным образом пепловых). К второстепенным членам формации относятся сравнительно крупные линзы коралловых известняков (D_1g_1) и отдельные горизонты грубообломочных пород (в D_1z и D_2e_2). Песчаники, конгломераты, иногда известковистые осадки слагают более молодую толщу (D_2gv-D_3f , 450—700 м), окрашенную в пестрые или красные цвета и сохранившуюся неповсеместно. Венчающей является туфогенно-карбонатно-терригенная формация ($D_3fm-C_1v_1$, 1300—1700 м), которая замещает комплекс вторичной островной дуги, трансгрессивно перекрывая разновозрастные отложения. Для нее характерны многочисленные прослои известковистых ракушнякав и органо-генно-детритусовых известняков.

Таким образом, краевоморские комплексы, несмотря на ограниченный набор формаций, отличаются на разных участках мощностью и полнотой разреза, составом и гранулометрией обломочных пород, количеством материала вулканического происхождения, ролью ритмично построенных пачек и другими еще менее значительными чертами. Эти отличия обусловлены тектоническими и палеогеографическими факторами, такими, как расположение и особенности строения источников сноса, скорость выведения их в сферу размыва, близость зон активного вулканизма, расчлененность внутривосстайного рельефа, дальность переноса и характер транспортных потоков. Подобно современным краевым морям с океанической и субокеанической корой [Хаин, Левин, 1978] окраинные части Джунгаро-Балхашского моря представляли настоящие геосинклинальные прогибы, в которых мощности и деформации выполняющих толщ значительно превосходят мощность и степень дислоцированности соответствующих им по возрасту осадков, распространенных на центральных площадях бассейна. Различный стратиграфический объем разрезов вызван разным временем появления гранитно-метаморфического слоя.

Комплексы позднего этапа на участке становления гранитно-метаморфического слоя в конце девона (северо-запад Джунгаро-Балхашской области) включают нижнюю молассу и вулканическую ассоциацию, а также промежуточные между ними разрезы.

Нижняя моласса (D_2gv-D_3f) сохранилась в небольших, часто наложенных мульдах на территории Нуринской, Успенской,

Жаман-Сарысуьской и Аксоран-Акжалъской зон, где всюду имеет несколько разный возраст. Это красно- или пестроцветные разнообломочные, быстро сменяющие друг друга по горизонтали и вертикали отложения непостоянной мощности (обычно несколько сотен метров), накопившиеся в прибрежных, иногда наземных условиях. Вулканическая ассоциация пород слагает узкий пояс (гряды) подковообразной в плане формы, локализованный в Аксоран-Акжалъской и на западном окончании Успенской зоны; отдельные вулканические постройки существовали на западе и юго-западе Жаман-Сарысуьской зоны. В пределах гряды получили развитие две формации [Металлогения..., 1977].

В основании осадочно-вулканогенной дацит-андезито-базальтовой формации (D_3f , до 2000—2500 м) преобладают различные вулканиты кислого состава, а в остальной ее части — андезитового и, меньше, андезито-базальтового. Все породы имеют повышенное содержание фемических компонентов и щелочей; содержание Na_2O постоянно, но незначительно больше, чем K_2O . Липаритовая формация (D_3f , до 1500 м), налегающая на предыдущую либо на осадки среднего девона и прорванная комагматичными гранитоидами, состоит из эффузивно-пирокластических, субвулканических образований и небольшого количества красноцветных терригенных отложений. Заметную роль играют породы группы игнимбригов. По петрохимическим особенностям вулканиты относятся к известково-щелочной серии, но они имеют пониженное содержание полевошпатовой извести. Общее количество щелочей обычно для пород такого типа, однако К преобладает над Na.

В районах с более молодым гранитно-метаморфическим слоем (конец раннего карбона) комплексы, указывающие на его появление, распространены довольно широко, особенно в Баканасской, Северо-Балхашской и Северо-Токрауской зонах, меньше — в Южно-Токрауской, где образуют сложный построенный вулканический пояс (свиты каркаралинская $C_1V_{2-3}\text{-sp}$ и калмакэмельская $C_1\text{sp}-C_2^1$), который с резко выраженным угловым несогласием перекрывает терригенные толщи предшествовавшего этапа. На большей части этого пояса доминируют наземные вулканиты и продукты их разрушения, достигающие около крупных вулканических центров общей мощности 2500—3000 м. Преимущественным развитием пользуются породы андезитового и андезито-базальтового (внизу), липаритового и липарито-дацитового (средняя часть), андезитового, андезито-дацитового и дацитового (вверху) состава, отчасти замещающие друг друга по латерали. Все разности принадлежат к известково-щелочной серии; вулканиты каркаралинской свиты отличаются от пород нормального ряда несколько повышенной щелочностью с переменными соотношениями Na и K [Щербакова и др., 1977; Металлогения..., 1977]. Вулканогенному комплексу комагматичны интрузии габбро-диорит-гранодиорит-плагиогранитной формации (балхашский комплекс C_1), внедрившиеся до накопления

калмакэмельской свиты и сложенные в основном гранодиоритами и кварцевыми диоритами.

По северному краю пояса участками обнажаются вулканогенно-осадочные отложения, имеющие молассовый облик. Для них характерно обилие груботерригенных (вплоть до валунников) пород (обычно с примесью пирокластического материала), образовавшихся в прибрежно-морской полосе [Шерба, 1973; Самыгин, 1974]. В пределах же Балхашской зоны однообразный разрез представлен (туфогенно)-карбонатно-терригенной нижней молассой мощностью свыше 1000 м, аккумуляровавшаяся в остаточном морском заливе местами согласно на более древних осадках.

В **Зайсанской области** краевоморские комплексы сохранились неполностью. Частично они совместно с фрагментами меланократового фундамента, комплексов океанической стадии и переходной стадии других структурно-формационных типов входят в меланж Чарской зоны. Кроме того, здесь широко распространены граувакково-шлишистые и олистостромовые толщи (аркалыкская свита $C_{1v_{2-3}}$, до 3000 м), которые перекрываются вулканотерригенной формацией (аганактинская свита C_{1sp} и ее возрастные аналоги, примерно 2000 м). В Западно-Калбинской зоне разрез сланцево-алеврито-песчаниковый, более пестрый по составу и с очень грубой ритмичностью (свиты опановская $C_{1v_{2-3}}$ и калбинская C_{1sp} , 2200—3000 м). Комплекс заключительного этапа развития герцинского бассейна представлен преимущественно морской нижней молассой (буконьская и таубинская свиты C_2 , 1000—2500 м), которая в центральных и юго-западных районах слабо угленосна и отделена от подстилающих отложений структурным несогласием [Геологическая карта..., 1979; и др.].

Комплексы внутренних морей

Палеоструктуры типа внутренних морей существовали на территории Западного геоблока (**Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньская область** каледонид), где, как правило, унаследованно развивались на возникших в результате рифтинга древнего микроконтинента участках с утоненной континентальной и новообразованной океанической корой. Эти участки на переходной стадии представляли систему протяженных прогибов и бассейнов с более сложными очертаниями, которые временами сообщались между собой и с находившейся восточнее палеоокеанической областью.

Комплексы внутренних морей обычно надстраивают, иногда с постепенным переходом, разрезы океанической или рифтогенной стадий, но местами несогласно залегают на породах кристаллического фундамента и перекрывавшего его чехла. Основываясь на данных многих исследователей [Книппер, 1963; Никитин, 1972; Допалеозой..., 1974, т. 1; Геология..., 1976; Чу-Илийский..., 1980; и др.], среди комплексов раннего этапа можно выделить

несколько формационных типов, главные различия между которыми были обусловлены неодинаковым основанием, разными темпами и режимом прогибания отдельных зон, их размерами, особенностями внутреннего строения, морфологией склонов, скоростью поступления обломочного материала и т. д. Например, в наиболее глубоких и вначале некомпенсированных впадинах самого западного прогиба (Байконурская и Джаркаинагачская зоны) наблюдается такая последовательность: пестросланцевая кремнисто-глинистая формация, вверху местами субаркозовая (соответственно карасуирская и талсайская свиты $O_1t_1—O_2l$, 150—250 м), — тонкотерригенная, местами флишоидная формация полимиктового состава (дулыгалинская свита и аккайрактинская серия $O_2ll—O_3c_3$, 1500—2700 м). На северном замыкании этого сравнительно узкого прогиба, в Марьевской зоне, их заменяют формации: карбонатно-глинисто-терригенная кварц-полевошпатового и полимиктового состава (куприяновская свита $O_1—O_2ll?$, до 1100 м); флишоидная полимиктовая (андрюшинская свита $O_2c_1—O_3c_2$, 1500—1800 м).

В довольно обширном бассейне, располагавшемся непосредственно к югу от Кокчетавского докембрийского массива (Калмыккульская зона), прогибание все время было в значительной мере компенсировано осадконакоплением. Здесь распространены алевролит-песчаниковая слюдисто-кварцевая формация (кумайская свита O_1t-a_1 , 1200—1800 м), в сложении которой с удалением от Кокчетавского массива принимают участие прослой яшм (внизу и в средней части) и линзовидные залежи основных вулканитов (внизу), глинисто-кремнистая марганценовая (на юге) формация (тасобинская свита $O_1a_2—O_2ll$, свыше 500 м), флишоидная терригенно-полимиктовая формация, на северо-востоке существенно грубообломочная (калмаккольская серия $O_2c_1—O_3c_3$, свыше 2700 м).

Наиболее пестрый разрез характерен для прогиба, который являлся, видимо, южным продолжением Степнякского микроокеанического бассейна, рассмотренного ранее, и также отличался сильной тектонической расчлененностью (Конская, Жалаир-Найманская зоны и примыкающая к последней с востока в виде апофизы Сарытумская зона). Здесь в разных районах в различное время получили локальное развитие относительно небольшие вулканические гряды, скорей всего типа вторичных островных дуг (на тектонической карте они не показаны). Об этом свидетельствуют следующие формации: вулканогенно-осадочная андезитовидная (акколкинская свита E_3 Конской зоны, 800 м); непрерывно дифференцированная базальт-андезит-дацит-липаритовая (болгожинская свита O_1a Сарытумской зоны, примерно 900 м); осадочно-вулканогенная слабо дифференцированная андезит-андезито-базальтовая (акжальская свита O_1a_2 центральной и юго-восточной частей Жалаир-Найманской зоны, до 350 м); вулканогенная андезитов-базальтовая (савидская свита O_2ll-c_1 ? Конской зоны и северо-западной

части Жалаир-Найманской, до 2000 м); туфогенно-вулканотерригенная среднего состава (алгабасская свита O_{2c_1} там же, около 1500 м); осадочно-вулканогенная андезитовая (нижняя часть грайтинской свиты O_{2II-c_1} на крайнем юге Жалаир-Найманской зоны, более 800 м). Гораздо шире были распространены осадочные, преимущественно терригенные формации, игравшие основную роль в выполнении прогиба. Им присущи значительные мощности, граувакковый и полимиктовый состав с высоким, увеличивающимся снизу вверх содержанием хорошо окатанного кварца и часто встречающимися обломками метаморфических пород, а также обилие ритмично переслаивающихся пачек и толщ (джамбульская свита $E_3-O_1?$ Жалаир-Найманской зоны, до 2000 м; кокдомбакская свита O_{1t-a_1} Конской зоны, 1000—1200 м; каратальская свита $O_{1a_2}-O_{2l}$ центральной части Жалаир-Найманской зоны, свыше 2000 м; бекейская свита O_{2II} на юго-востоке этой зоны, 700—1200 м; байгаринская свита O_{2II-c_1} Жалаир-Найманской и Сарытумской зон, 1000—1200 м).

Примечательной чертой рассматриваемой структуры является присутствие фрагментов краевого комплекса, который во многом напоминает комплекс континентального склона и подножия палеоокеанической области. В Сарытумской зоне и на Бурунтавском массиве к нему относится толща яшм, кремнистых сланцев, меньше — фтанитов и кремнеобломочных пород (бурубайтальская свита O_{1a} , 250—300 м) и кремнисто-терригенная толща (майкольская свита $O_1-O_2^1$, свыше 1000 м). На севере (Конская зона, самая северо-западная часть Жалаир-Найманской) другой борт был сложен терригенно-кремнистой формацией, имеющей трехчленное строение, с пачкой (200 м) яшм и других кремнистых осадков в середине (кушекинская свита $O_{1a}-O_{2l_1}$, до 1000—1200 м). Формация надстраивается карбонатно-тонкотерригенной толщей (котомбузская свита $O_{2l_2-II?}$ на севере, 600 м; караканская свита O_{2l_2} южнее, около 300 м), которая накопилась уже в мелководных условиях. Далее, к юго-востоку, профиль борта все более выполаживался. На южном обрамлении Жалаир-Найманской зоны, в горах Кендыктас, уже весь окраинный комплекс ($O_{1t}-O_{2l}$) представлен перемежающимися кварцевыми песчаниками, алевролитами и известняками общей мощностью до 2000 м. Карбонатно-терригенные более грубые осадки перекрывали и внутренние выступы древнего метаморфизованного основания, расположенные севернее (копалинский и караканский горизонты O_{2l} в Чу-Илийских горах, 300—550 м).

Последний тип разреза, в котором в заметном количестве нет ни вулканогенных, ни кремнистых пород, был распространен в бассейне, занимавшем самое восточное положение в системе внутренних морей (Селетинская зона). Его западным ограничением служил Ичкеольмесский массив, восточное же ограничение в современной структуре не сохранилось. Разрез сложен, по существу, одной мощной флишеидной серией (пестроцветная толща O_{1t-a_1} , 800—1000 м; зорьевская свита

O_1a_1 — O_2l_1 , 400 м; избыточная свита O_2l_2 -II, 500—800 м; еркебиданская свита O_{2c_1} , до 2500 м), которая в разных местах на разных уровнях включает неритмичные пачки, а также прослои, линзы, глыбы и олистоплаки известняков. Отмечаются внутриформационные размывы и несогласия, снизу вверх в целом нарастает полимиктность пород.

Комплексы позднего этапа внутриконтинентальных прогибов представлены в основном группой морских нижних моласс, появившихся всюду почти одновременно. Лишь в Конской зоне, на продолжении Степнякской островодужной ассоциации, известен дифференцированный вулканогенный комплекс (куяндинская свита $O_{3c_{2-3}}$, до 2600 м), который несогласно залегает на подстилающих осадках и выклинивается к югу. Среди моласс преобладают карбонатно-терригенные отложения, мощности которых колеблются от 1000—1500 м (бурлукская свита O_{3c_3} Марьевской зоны; карабатырская свита $O_{3c_3^2}$ -а δ Конской зоны) до 3000—3800 м (андеркенская $O_{3c_{2-3}}$, дуланкаринская O_{3c_3} , чокпарская $O_3a\delta$, саламатская $S_{1l_{1-3}}$ и койчинская S_{1l_3} -w свиты Жалаир-Найманской зоны; бестюбинская свита O_{3c_2} -а δ ? Селетинской зоны). Местами их с явными признаками перерыва надстраивают регрессивные терригенные серии нижнего силура мощностью свыше 3000 м (Конская и Селетинская зоны). На крайнем западе получила развитие терригенно-вулканогенная толща среднего состава (каргалинская свита $O_{3c_3^2}$ -а δ Марьевской и Байконурской зон, 1500—3200 м).

Нижние молассы обычно с небольшим размывом, но согласно, а в наиболее западных районах с постепенным переходом сменяют флишoidные формации. На отдельных участках среди них встречаются пачки с флишевой ритмичностью; такие пачки особенно многочисленны в центральной и юго-восточной частях Жалаир-Найманской зоны и в Сарытумской зоне (андеркенская, меньше дуланкаринская свиты), а также в Селетинской зоне (бестюбинская свита). Для большинства структур весьма типичны глыбовые горизонты. За пределами прогибов молассы трансгрессивно перекрывают доордовикские образования.

Особняком находится нижнесилурийский вулканогенно-осадочный комплекс Западного Прибалхашья [Маркова, 1961; Бандалетов, 1969; и др.], который залегает на различных горизонтах верхнего ордовика и более древних породах и протягивается неширокой полосой в северо-западном направлении, достигая мощности 1800—2200 м. Характерна сильная фациальная изменчивость разрезов, накопившихся в мелководно-морских приостровных условиях. Среди вулканитов, имеющих подчиненное значение, но встречающихся на всех уровнях, на севере и северо-востоке преобладают средние и кислые разности, на юге (п-ов Мынарал) и юго-западе доминируют основные лавы. Очевидно, в небольшом позднем прогибе существовали небольшая вулканическая гряда и тыловая по отношению к ней зона локального растяжения. Размытая поверхность этого комплекса пере-

крыта терригенно-карбонатной рифогенной толщей ($S_1w_2-S_2ld$, 300—350 м).

Из приведенного описания видно, что комплексы внутренних морей в целом очень напоминают комплексы краевых бассейнов. Но они закончили свое развитие намного раньше, еще в каледонскую эпоху, формационно более разнообразны, и в их выполнении гораздо большую, обычно ведущую роль играет кластический материал «сиалического» происхождения, который сносился с эродированных континентальных блоков, разделявших зоны аккумуляции. Кроме того, практически повсеместно в середине разрезов распространены ритмично построенные толщи, а среди нижних моласс заметно больше грубообломочных пород. Отмеченные различия были связаны в первую очередь с внутриконтинентальным положением каледонских прогибов, их преимущественно линейной формой, обусловленной, очевидно, начавшимися в венде процессами рифтогенеза, и, как следствие, с резкой контрастностью тектонического рельефа, которая значительно усилилась в переходную стадию.

Олистостромовые комплексы

Олистостромовые комплексы возникают обычно перед фронтом (реже — позади надвигающихся и выступающих в рельефе тектонических блоков) и состоят в основном из продуктов их разрушения. Они могут служить комплексами-показателями шарьирования. Их формирование, часто совместно с флишевыми сериями, происходит в прогибах, перемещающихся по мере продвижения аллохтонных пластин, вследствие чего они получают широкое распространение.

На Тектонической карте Восточного Казахстана подобные образования; занимающие большие площади и достигающие значительной мощности, выделены среди каледонид Чингизского региона (Центрально-Чингизская и Аркалыкская зоны), в Чарской зоне и прилегающих районах Зайсанской системы герцинид, а также показаны в пределах последней одним знаком вместе с комплексом глубоководного желоба на территории Калба-Нарымской зоны. Во всех этих зонах накопление олистостромов произошло на раннем этапе переходной стадии развития различных палеоструктур и было связано либо с надвижением островных дуг (Чингиз, Юго-Западный Алтай), либо с началом замыкания и шарьированием разрезов отмирающего океанического бассейна (Чарская зона). Олистостромовые комплексы островодужного типа кратко были рассмотрены выше. Дополнительные сведения о характере и особенностях их строения содержатся в ряде недавних публикаций [Ротараш и др., 1980; 1982; Копятевич, 1981; Самыгин, 1982]. Олистостромы Чарской зоны описаны Н. В. Полянским [1978], Е. А. Гредюшко, И. А. Ротарашем и С. Г. Самыгиным [1978].

Осадочные хаотические ассоциации пород были исключительно широко развиты также и на поздних этапах становления отмеченных структур. Они органически входят в состав нижних моласс, так что выделить их отдельно в масштабе карты оказалось невозможно. Для них типична быстрая смена по простиранию нормально стратифицированными комплексами, содержащими лишь отдельные прослои и линзы грубообломочных пород.

Восточные регионы Казахстана не являются исключением. Олистостромы встречаются почти во всех остальных зонах среди комплексов как раннего, так и заключительного этапов. Сведения о присутствии в разрезах горизонтов, пачек и целых толщ с чужеродными, нередко фаунистически охарактеризованными включениями имеются у многих авторов. Однако площади их распространения пока не оконтурены, поэтому показать на карте их не удалось. В качестве примера можно указать на район гор Агырек Майкаин-Кызылтасской зоны, где вскрывается нижне-среднеордовикский (?) олистостром [Конева и др., 1975; Ившин, 1978], окруженный более молодой толщей с участками похожего хаотического сложения (ангресорская свита O_3). Верхнеордовикский олистостром известен также в Шидерты-Кендыктинской и Бошекульской [Допалеозой..., 1974, т. 1, с. 128—129; Копятевич, 1981], Тиесской и Селетинской [Новикова и др., 1980] зонах. Близкие по возрасту глинисто-алевролитоглибовые микститы отмечаются среди осадков андеркенской — дуланкаринской свит Сарытумской и Жалаир-Найманской зон [Геология..., 1976; Чу-Илийский..., 1980]. Олистолиды разного размера и формы широко распространены, как следует из анализа геологических карт, в силурийских, фаменских и, возможно, более поздних отложениях Балхашской зоны. Вероятно, подобные примеры в дальнейшем будут быстро умножены.

КОМПЛЕКСЫ И СТРУКТУРЫ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ СТАДИИ

Девонская кора

Для девонской континентальной коры Восточного Казахстана на орогенном этапе ее развития характерно появление вулканоплутонической ассоциации, а также верхней молассы¹. Вулканоплутонические образования приурочены главным образом к области девонского вулканического пояса, впервые выделенного А. А. Богдановым [1959]. За пределами пояса распространение девонских вулканитов ограничено и связано с незначительными и разобщенными участками в пределах поднятых блоков древних массивов (Кокчетавского, Улутавского, Чуйского и др.). Верхняя моласса развита повсеместно. Наиболее широкое развитие

¹ В настоящей работе дальнейшие этапы развития континентальной коры не рассматриваются.

она получает на западе и севере региона, где ею выполнены крупные межгорные впадины [Шужанов, 1968; Никитина, Шужанов, 1969, 1972; Мазарович, 1976, 1977].

ДЕВОНСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ПОЯС. Этому поясу посвящена обширная литература [Богданов, 1959, 1965; Богданов и др., 1963; Щербакова, 1963; Маркова, 1964; Никитина, Аксаментова, 1965; Аксаментова и др., 1966; Четверикова, 1966, 1970; Шужанов, 1967, 1968; Моссаковский, 1968а, б; Никитина, Шужанов, 1969, 1974; Аксаментова, 1970, 1972; Геология СССР, 1972; Азбель и др., 1973; Тихомиров, 1975; Геология..., 1977; и др.]. Она отражает взгляды различных исследователей и коллективов, далеко не всегда совпадающие. Так, на страницах печати неоднократно дискутировались вопросы: о принадлежности пояса к каледонской или герцинской (варисской) складчатой области; об его протяженности, т. е. следует ли ограничивать пояс на востоке районом Баянаула (признавая таким образом существование лишь двух ветвей — западной и широтной) или протягивать его еще дальше в район Предчингизья (третья ветвь). Обсуждался также вопрос о структурной значимости девонского вулканического пояса: можно ли выделять его, а также другие краевые вулканические пояса в особый вид тектоно-магматических структур или правильнее рассматривать их как зоны проявления орогенного вулканизма, присущего всем геосинклинальным областям в заключительный этап их развития. Различные суждения высказывались также о внутреннем строении отдельных частей пояса — их стратиграфии, вещественном составе, соотношении слагающих вулканических комплексов и пр.

Авторы настоящей работы присоединяются к той группе исследователей, которые считают, что девонский вулканический пояс представляет собой мощную зону пронизаемости, отмеченную активным проявлением магматизма и связанную с системой крупных глубинных разломов. Он формировался в орогенный этап развития каледонид Восточного Казахстана, во многом сходный с аналогичным этапом развития герцинид этого региона. Образую в целом огромную дугу, выпуклостью обращенную на северо-запад, пояс прослеживается из района Прибалхашья в Атасуйский, Карагандинский, а также Баянаульский районы, а далее — в область Предчингизья. Таким образом, он охватывает территорию как Западного, так и Восточного из выделенных нами геоблоков, в пределах которых, как мы увидим ниже, строение его неоднотипно.

В структурном отношении пояс представлял собой морфологически выраженное поднятие (вулканическое нагорье), отделенное от окружающих областей системой глубинных разломов. Внутреннее его строение характеризуется глыбовой тектоникой, осложненной появлением частных вулканско-тектонических структур: впадин, депрессий, грабенов, горстов и пр. Важно отметить, что развитие пояса происходило на гетерогенном основании.

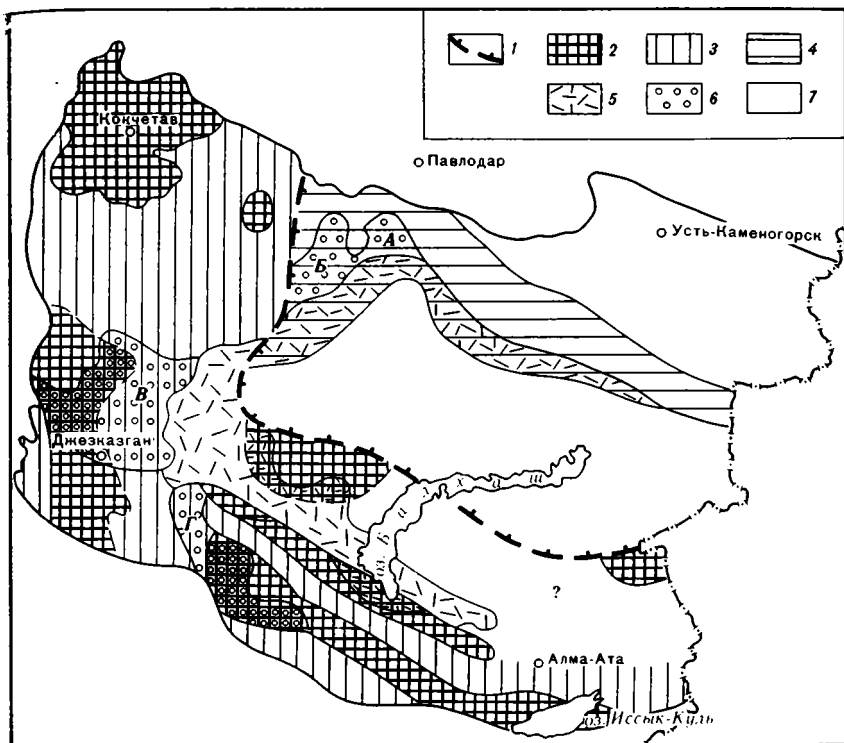


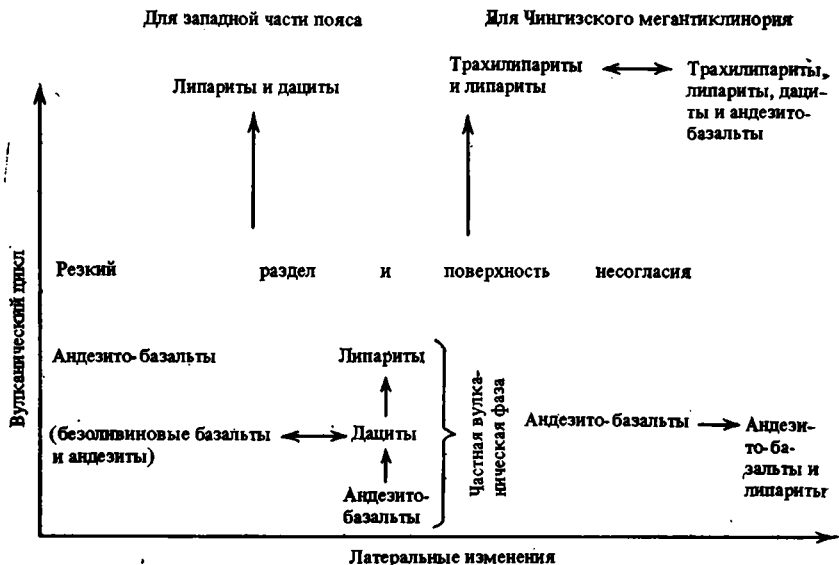
Рис. 9. Соотношение девонского вулканического пояса и межгорных впадин с гетерогенным каледонским основанием

1 — граница Западного и Восточного геоблоков; 2—3 — область Кокчетавско-Чуйского микроконтинента; 2 — докембрийские массивы, 3 — новообразованный ордовикский гранитно-метаморфический слой; 4 — силурийский гранитно-метаморфический слой; 5 — девонский вулканический пояс; 6 — межгорные впадины: А — Шидертинская, Б — Селетинская, В — Каракенгир-Жаксыконская, Г — Западно-Балхашская; 7 — область несформированного гранитно-метаморфического слоя

На западе он как бы выплеснут на разнородные части Кокчетавско-Чуйского микроконтинента с корой рифейского возраста, частично подвергшейся деструкции и затем залеченной новообразованным ордовикским гранитно-метаморфическим слоем. На севере и востоке пояс располагается на гранитно-метаморфическом слое, сформировавшемся в силуре (район Баянаула и Предчингизья) (рис. 9). Очевидно, в значительной мере именно этим обстоятельством следует объяснять неоднородность пояса, которая характерна для отдельных его отрезков. Судя по исследованиям последних лет, девонский вулканический пояс Казахстана принято подразделять на три сектора (западный, широтный и восточный). Однако внутри этих секторов выделяются также отдельные, несхожие друг с другом массивы и зоны (Никитина, Аксаментова, 1965; Никитина, Шужанов, 1969; Четвери-

Таблица 2

Изменения состава пород девонского вулканического пояса



кова, 1966; Шужанов, 1968; Аксаментова, 1970, 1972; Тихомиров, 1975; Журавлев и др., 1977; и др.].

Девонский вулканический пояс развивался в условиях орогенного режима с преобладанием восходящих движений. С этим связан наземный облик слагающих его вулканических пород. Среди последних главная роль принадлежит липаритовым, а также андезито-дацитовым и андезито-базальтовым комплексам. Мощность их и соотношения между собой обычно очень изменчивы; наблюдаются частое выклинивание и замещение различных комплексов по вертикали и горизонтали. С этим связаны неоднократно описанное в литературе различные разрезы вулканитов девонского пояса в разных секторах и массивах и появление многочисленных свит с местными названиями, не всегда хорошо коррелирующихся друг с другом. Вместе с тем улавливается и определенная закономерность в изменении химико-минералогического состава вулканитов пояса по вертикали, отображающая эволюцию магматических расплавов и отвечающая общеизвестному ряду базальт—андезит—дацит—липарит. Это хорошо видно на прилагаемой табл. 2, составленной В. Г. Тихомировым [1975] для западной и восточной (Чингизской) ветвей девонского пояса¹.

¹ На Тектонической карте Восточного Казахстана мы не имели возможности детально отобразить все разнообразие состава вулканитов девонского пояса. Поэтому на ней даны обобщенно лишь вулcano-плутонические ассоциации кислого и среднего состава и указано их пространственное размещение.

Таблица 3

Формационные ряды девона каледонид Центрального Казахстана

Возраст	Вулканический пояс				Прогибы, окаймляющие вулканический пояс
	Майкаин-Карагандинский	Семизбугу-Баянаульский	Сарысу-Тенгиз-Атасуйский	Северо-Западно-Прибалхашский	Еремантауский, Западно-Сарысу-Тенгизский, Каракингирский, Западно-Атасуйский
$D_3 f_m - C_1 t$	Морская известняковая	Морская известняковая	Морская базальто-кремнисто-карбонатная → кремнисто-карбонатная	Морская терригенно-карбонатная Континентальная базальто-молассовая, красноцветная	Морская известняковая
$D_3 f_{2=3}$	Терригенно-карбонатная	Терригенно-карбонатная	Континентальная базальто-молассовая → молассовая, красноцветная ~ Несогласие ~	~ Несогласие ~	Континентальная молассовая красноцветная → базальто-молассовая ~ Несогласие ~
$D_2 - D_3 f_1$	Континентальная базальто-молассовая красноцветно-пестроцветная ~ Несогласие ~ Липаритовая	Континентальная базальто-молассовая красноцветно-пестроцветная ~ Несогласие ~	Гранит-липаритовая	Гранит-липаритовая	Лагунно-континентальная вулканогенно-терригенная пестроцветная
	Андезитовая	Гранит-липаритовая	Андезитовая		
$D_{1=2}$	~ Несогласие ~	~ Несогласие ~	~ Несогласие ~		~ Несогласие ~
PZ_1	Нижний палеозой	Силур		Нижний палеозой	Силур

Важно отметить, что возраст отдельных вулканических комплексов и ассоциаций (иногда описываемых как формации) изменчив и колеблется от ранне- до позднедевонского. Скользящая возрастная граница их может быть проиллюстрирована табл. 3, заимствованной из работы Л. Г. Никитиной и В. М. Шужанова [1969].

Вещественная характеристика перечисленных выше комплексов, входящих в состав базальт-андезит-липаритовой серии, кратко сводится к следующему.

Андезитовый и андезито-базальтовый комплексы (D_{1-2}) сложены роговообманковыми и пироксеновыми порфиритами, литокластическими туфами среднего состава, дацитовыми порфиритами и их туфами, а также песчаниками, туфопесчаниками и конгломератами. Вулканыты кислого состава встречаются лишь спорадически и так же, как терригенные породы, тяготеют обычно к верхам разреза. В целом андезитовым и андезито-базальтовым комплексам свойственно резкое преобладание лав над туфами, амфиболовых и плагиоклазовых порфиритов над остальными породами.

По петрохимическим особенностям породы этих комплексов принадлежат к производным нормальной щелочноземельной андезито-базальтовой магмы. Для них характерны несколько повышенное по сравнению с нормой содержание щелочей и феррических компонентов и несколько пониженное количество полевошпатовой извести. Натрий незначительно преобладает над калием, железо над магнием, содержания которых близки, но сумма окисного и закисного железа превышает количество магния.

Укажем, что комагматичным вулканитам андезитового комплекса обычно считается комплекс гибридных гранитоидов — так называемый первый девонский гранитоидный комплекс [Коптев-Дворников и др., 1960]. Однако они не образуют совместно типичную вулcano-плутоническую ассоциацию, так как формирование их разорвано во времени и разделено эпохой тектонических движений. В противовес этому липаритовые комплексы ($D_1—D_3$) тесно связаны с комагматичными гранитоидами позднедевонского комплекса (второй девонский комплекс гранитоидов, по В. С. Контеву-Дворникову и др.). Совместно они образуют типичную вулcano-плутоническую гранитно-липаритовую ассоциацию, причём вулканические и плутонические члены ее близки друг к другу петрохимически [Никитина, Шужанов, 1969].

Вулканическая серия гранитно-липаритовой ассоциации обычно подразделяется на две толщи. В нижней главная роль принадлежит кристалло- и литокристаллотуфам. В виде прослоев небольшой мощности встречаются игнимбриты, а также терригенные породы и лавы кислого состава. В верхней части толщи преобладающее значение получают игнимбриты, чередующиеся

с туфами и лавами липарито-дацитового состава. В подчиненном количестве развиты туфопесчаники, песчаники, гравелиты и конгломераты. Изредка наблюдаются потоки андезито-базальтовых порфиритов. Наличие в верхах толщи значительного количества игнимбритов свидетельствует о генерации огромных объемов газонасыщенной кислой магмы и об ее одновременных катастрофических извержениях. Необходимо отметить также, что местами в верхах разреза (район Чингиза) появляются щелочные липаритовые порфиры. Однако они обнаруживают тесную пространственную связь с нормальными липаритовыми комплексами, встречаются в небольших по объему массах и, по-видимому, не могут быть выделены в самостоятельную вулканическую серию [Тихомиров, 1975].

Важно отметить, что существенную роль в строении вулканогенной серии гранитно-липаритовой ассоциации играют различной формы рвущие тела экструзивной и субвулканической фаций, представленные сферолитовыми, флюидальными или массивными липаритовыми порфирами и фельзитами, обычно прорывающими обе описанные толщи. Таким образом, липаритовая группа пород фациально наиболее разнообразна и одновременно является преобладающей в общем объеме девонских вулканогенных пород. Однако, несмотря на разнообразие и разновозрастность липаритовых комплексов в пределах пояса, химический состав и петрохимические особенности их очень близки. Большая часть этих пород относится к наиболее кислым представителям нормальных известково-щелочных ассоциаций. По данным Н. В. Аксаментовой [1970], содержание кремнезема в них 70—76%, щелочей 6,5—8,0%; породы обычно пересыщены Al_2O_3 , железо в них резко преобладает над магнием, но величина отношения $MgO/(FeO + Fe_2O_3)$ очень постоянна (0,02—0,40). Однако, несмотря на сходство петрохимического состава, кислые породы разных вулкано-тектонических структур, зон и секторов заметно различаются по средним содержаниям элементов-примесей и отчасти щелочей и железа.

Возвращаясь к вопросу о девонских гранитоидах, являющихся вместе с вулканитами, сопутствующими им субвулканическими телами и верхней молассой комплексами-показателями становления девонской континентальной коры, укажем, что на тектонической карте они показаны нами обобщенно, без разделения на гранитоиды первого (среднедевонского) и второго (позднедевонского) комплексов. Это в значительной мере диктуется масштабом карты, а также тем обстоятельством, что гранитоиды этих комплексов часто образуют совместно сложно построенные плутоны, трудно поддающиеся подразделению.

Отметим, однако, что для гранитоидов первого девонского комплекса установлены активные контакты с вулканитами раннего девона и перекрытие их образованиями жаксыконской серии ($D_2^2—D_3^1$). Абсолютный возраст их по биотиту 396 млн. лет.

Важно отметить, что возраст отдельных вулканических комплексов и ассоциаций (иногда описываемых как формации) изменчив и колеблется от ранне- до позднедевонского. Скользящая возрастная граница их может быть проиллюстрирована табл. 3, заимствованной из работы Л. Г. Никитиной и В. М. Шужанова [1969].

Вещественная характеристика перечисленных выше комплексов, входящих в состав базальт-андезит-липаритовой серии, кратко сводится к следующему.

Андезитовый и андезито-базальтовый комплексы (D_{1-2}) сложены роговообманковыми и пироксеновыми порфиритами, литокластическими туфами среднего состава, дацитовыми порфиритами и их туфами, а также песчаниками, туфопесчаниками и конгломератами. Вулканисты кислого состава встречаются лишь спорадически и так же, как терригенные породы, тяготеют обычно к верхам разреза. В целом андезитовым и андезито-базальтовым комплексам свойственно резкое преобладание лав над туфами, амфиболовых и плагиоклазовых порфиритов над остальными породами.

По петрохимическим особенностям породы этих комплексов принадлежат к производным нормальной щелочноземельной андезито-базальтовой магмы. Для них характерны несколько повышенное по сравнению с нормой содержание щелочей и феррических компонентов и несколько пониженное количество полевошпатовой извести. Натрий незначительно преобладает над калием, железо над магнием, содержания которых близки, но сумма окисного и закисного железа превышает количество магния.

Укажем, что комагматичным вулканитам андезитового комплекса обычно считается комплекс гибридных гранитоидов — так называемый первый девонский гранитоидный комплекс [Коптев-Дворников и др., 1960]. Однако они не образуют совместно типичную вулcano-плутоническую ассоциацию, так как формирование их разорвано во времени и разделено эпохой тектонических движений. В противовес этому липаритовые комплексы (D_1-D_3) тесно связаны с комагматичными гранитоидами позднедевонского комплекса (второй девонский комплекс гранитоидов, по В. С. Контеву-Дворникову и др.). Совместно они образуют типичную вулcano-плутоническую гранитно-липаритовую ассоциацию, причем вулканические и плутонические члены ее близки друг к другу петрохимически [Никитина, Шужанов, 1969].

Вулканическая серия гранитно-липаритовой ассоциации обычно подразделяется на две толщи. В нижней главная роль принадлежит кристалло- и литокристаллотуфам. В виде прослоев небольшой мощности встречаются игнимбриты, а также терригенные породы и лавы кислого состава. В верхней части толщи преобладающее значение получают игнимбриты, чередующиеся

с туфами и лавами липарито-дацитового состава. В подчиненном количестве развиты туфопесчаники, песчаники, гравелиты и конгломераты. Изредка наблюдаются потоки андезито-базальтовых порфиритов. Наличие в верхах толщи значительного количества игнимбритов свидетельствует о генерации огромных объемов газонасыщенной кислой магмы и об ее единовременных катастрофических извержениях. Необходимо отметить также, что местами в верхах разреза (район Чингиза) появляются щелочные липаритовые порфиры. Однако они обнаруживают тесную пространственную связь с нормальными липаритовыми комплексами, встречаются в небольших по объему массах и, по-видимому, не могут быть выделены в самостоятельную вулканическую серию [Тихомиров, 1975].

Важно отметить, что существенную роль в строении вулканической серии гранито-липаритовой ассоциации играют различной формы рвущие тела экструзивной и субвулканической фаций, представленные сферолитовыми, флюидальными или массивными липаритовыми порфирами и фельзитами, обычно прорывающими обе описанные толщи. Таким образом, липаритовая группа пород фациально наиболее разнообразна и одновременно является преобладающей в общем объеме девонских вулканических пород. Однако, несмотря на разнообразие и разновозрастность липаритовых комплексов в пределах пояса, химический состав и петрохимические особенности их очень близки. Большая часть этих пород относится к наиболее кислым представителям нормальных известково-щелочных ассоциаций. По данным Н. В. Аксаментовой [1970], содержание кремнезема в них 70—76%, щелочей 6,5—8,0%; породы обычно пересыщены Al_2O_3 , железо в них резко преобладает над магнием, но величина отношения $MgO/(FeO + Fe_2O_3)$ очень постоянна (0,02—0,40). Однако, несмотря на сходство петрохимического состава, кислые породы разных вулкано-тектонических структур, зон и секторов заметно различаются по средним содержаниям элементов-примесей и отчасти щелочей и железа.

Возвращаясь к вопросу о девонских гранитоидах, являющихся вместе с вулканитами, сопутствующими им субвулканическими телами и верхней молассой комплексами-показателями становления девонской континентальной коры, укажем, что на тектонической карте они показаны нами обобщенно, без разделения на гранитоиды первого (среднедевонского) и второго (позднедевонского) комплексов. Это в значительной мере диктуется масштабом карты, а также тем обстоятельством, что гранитоиды этих комплексов часто образуют совместно сложно построенные плутоны, трудно поддающиеся подразделению.

Отметим, однако, что для гранитоидов первого девонского комплекса установлены активные контакты с вулканитами раннего девона и перекрытие их образованиями жаксыгонской серии ($D_2^2—D_3^1$). Абсолютный возраст их по биотиту 396 млн. лет.

Петрографически они очень разнообразны, что вызвано явлениями гибридности. Форма массивов гранитоидов также различна. Местами (северный сектор пояса) они входят в состав крупных сложно построенных плутонов, местами образуют цилиндрические тела, связанные с вулканическими аппаратами (восточный сектор); в западном секторе интрузии гранитоидов, как правило, приурочены к горст-антиклиналям и ограничены разломами, контролировавшими их размещение. По химическому составу гранитоиды первого девонского комплекса являются нормальными гранитами, близкими среднему составу гранодиорита (по Р. Дэли), иногда с уклоном в щелочность (хребет Чингиз). Местами отмечается избыток Al_2O_3 . Тесная пространственная связь гранитоидов с эффузивами раннего девона, сходство петрохимических и геохимических особенностей тех и других с несомненностью указывают на комагматичность и близкий возраст этих образований.

Второй девонский комплекс гранитоидов, впервые выделенный О. С. Полквой [Коптев-Дворников, 1960], прорывает все отложения до среднего девона включительно и перекрывается фаунистически охарактеризованными породами верхнего девона и нижнего карбона. Абсолютный возраст гранитоидов 382—410 млн. лет при среднем значении 396 млн. лет. По данным В. С. Коптева-Дворникова и др. [1960], гранитоиды этого комплекса обычно образуют протяженные, но маломощные пластины, сформировавшиеся в результате внедрения огромных масс магмы, и являются межформационными телами, тяготеющими к поверхностям несогласия между вулканитами девона и образованиями нижнего палеозоя. Значительное количество массивов сосредоточено в пределах западного сектора пояса (Атасуйская структурно-формационная зона), а также в восточном секторе (Чингиз-Тарбагатайский регион), где наряду с крупными массивами встречаются и мелкие изометричных очертаний тела, размещающиеся под основанием девонских купольных кальдерных вулканов (кальдеро-плутоны). Массивы гранитоидов второго комплекса представляют собой обычно многофазные интрузии, в строении которых выделяется несколько интрузивных фаз. Наибольшим распространением пользуются биотитовые грациты главной интрузивной фазы, дающие переходы в лейкократовые и аляскитовые разности. Последние наиболее распространены в восточном секторе пояса (хребет Чингиз). Явления гибридности для гранитоидов позднедевонского комплекса менее характерны, чем для гранитоидов среднего девона. Петрохимически позднедевонские гранитоиды сходны с гранодиоритами среднемирового типа (по Р. Дэли), отличаясь от них недосыщенностью щелочами и преобладанием натрия над калием. Количество полевошпатовой извести в них завышено. Устанавливается недосыщение или пересыщение их кремнеземом.

Резюмируя все сказанное выше о вулкано-плутонических комплексах, слагающих девонский вулканический пояс, напомним

ним, что сочетание их между собой очень сложно из-за замещения отдельных комплексов друг другом по горизонтали, а также различия их в возрастном отношении. Это создает пестроту в распространении отдельных типов вулканитов и изменчивость пояса по простиранию. В первую очередь обращает внимание различие западных и восточных его частей. На западе, где пояс наложен на область с рифейской континентальной корой, частично подвергшейся деструкции, наблюдается резкое преобладание липаритовых комплексов, нередко слагающих весь разрез. В восточной части пояса, где существовала кора океанического типа, значительная роль принадлежит андезито-базальтовым сериям, лишь вверху уступающим место липаритам. Таким образом, очевидна зависимость вещественного состава вулканитов девонского пояса от характера основания. Различия в строении отдельных участков и массивов пояса диктуются целым рядом причин. Несомненно, значительную роль здесь играют структурный фактор — наличие поднятых и опущенных орогенных блоков, а также неравномерный характер геотермального поля, т. е. чередование относительно нагретых и относительно охлажденных зон. Это определяет, как было отмечено А. А. Моссаковским [1968], приуроченность кислых коровых магм (в виде ли гранитных интрузий, в виде ли андезито-липаритовых и липаритовых вулканитов) к наиболее нагретым областям поднятий и, напротив, основных комплексов — к зонам ослабленного теплового режима. Нельзя не учитывать также влияния одновременно развивавшейся с поясом соседней Джунгаро-Балхашской геосинклинальной области, определившего различие в строении внешних и внутренних зон пояса. Иными словами, своеобразие и разнотипность проявления магматических процессов в различных частях пояса обусловлены многими причинами, как-то: гетерогенностью основания, разнообразием тектонических структур и теплового режима, а также влиянием соседней герцинской геосинклинальной области.

В заключение несколько слов об условиях формирования описанной выше базальт-андезит-дацит-липаритовой серии. Пестрота ее состава, совмещение во времени извержений различных магм и некоторые другие особенности наводят ряд исследователей на мысль о том, что формирование этой серии не могло быть связано с эволюцией одной родоначальной магмы [Аксаментова, 1968, 1970; Моссаковский, 1968; Журавлев и др., 1977] и, очевидно, произошло в результате деятельности магматических очагов двух типов — более глубинного базальтового и менее глубинного гранитного. Это обстоятельство является одной из наиболее характерных черт магматизма орогенного этапа вообще и магматизма девонского вулканического пояса Казахстана в частности.

МЕЖГОРНЫЕ ВПАДИНЫ. Синхронно и в тесной взаимосвязи с развитием вулканического пояса (в отрезок времени от раннего девона до франского века включительно) происходило

формирование другого типа орогенных структур — межгорных впадин: Селетинской, Шидертинской, Каракенгир-Жаксыконской и Западно-Балхашской. Описание и характеристику их можно найти в ряде работ [Мазарович, 1976, 1977; Никитина и Шужанов, 1972, 1975; Шужанов, 1975; и др.]. Эти обширные депрессии расположены по периферии пояса и окружают его в виде своеобразного ореола, причем внутренним бортом они граничат с вулканическим нагорьем пояса, внешним — с глыбовыми поднятиями Кокчетавско-Чуйского блока (см. рис. 9). Такая структурная позиция впадин в значительной мере предопределила состав захороненного в них обломочного материала — вулканомиктового у бортов, граничащих с поясом, и полимиктового — близ каледонских поднятий (см. Тектоническую карту Восточного Казахстана).

Необходимо отметить, что граница впадин и пояса, как правило, осложнена разломами, служившими путями для проникновения вулканического материала. Разломы рассекают и внутренние части впадин, вызывая появление горстообразных поднятий и расположенных между ними частных прогибов. Таким образом, возникает расчлененный тектонический рельеф, осложненный дополнительно вулканическими постройками — лавовыми и пирокластическими конусами. Появление рельефа влечет за собой возникновение эрозионной сети — многочисленных временных потоков, несущих громадные количества обломочного материала. В результате этих процессов формируются мощные толщи моласс, которые на разных стратиграфических уровнях замещаются продуктами вулканических извержений. Все эти образования имеют континентальное происхождение и, как правило, красную и пеструю окраску.

Разрезы молассовых и вулканогенно-молассовых толщ разных впадин различны. Это обусловлено рядом причин. Во-первых, состав кластического материала моласс стоит в тесной зависимости от областей питания и сноса, которыми служили, с одной стороны, область вулканического нагорья пояса, с другой — орографически выраженные блоки, возникшие в процессе глыбовой переработки каледонского фундамента. Напомним, что девонский вулканический пояс неоднороден по своему строению, а разрезы слагающих его вулканических толщ меняются в разных секторах и участках. Это не могло не отразиться и на составе обломочного материала близ расположенных впадин. Также разнотипно строение блоков каледонид, являющихся внешней рамой впадин, подвергавшейся разрушению и поставлявшей весьма разнообразный кластический материал. Во-вторых, важно отметить, что вулканические излияния, происходившие импульсивно вдоль разломов, ограничивающих и рассекающих впадины, иногда совпадали с начальным этапом формирования этих структур, иногда со временем их максимального прогибания. Этим объясняется неравномерность размещения вулканических пачек среди молассоидных толщ, приуроченных то к низам

разрезов, то к средней их части. Однако, несмотря на изменчивость разрезов девонских отложений, выполняющих различные впадины, все же в целом намечается следующая общая картина.

В раннем—среднем девоне происходило отложение нижне-молассовой андезито-базальтовой формации (первая моласса, по О. А. Мазаровичу [1976]), главными составляющими которой являются: конгломераты, обычно вулканомиктовые, оливковые базальты, андезито-базальтовые и андезитовые порфириты, местами с повышенной щелочностью. В меньшей степени развиты пестроцветные песчаники, гравелиты, трахиты и дациты, а также туфы андезитов и андезито-дацитов. Извержения происходили в наземных условиях, о чем свидетельствуют краснокаменный облик вулканитов, опацизация темноцветных минералов, явления обжига в кровле потоков и пр. В некоторых структурах (Шидертинская впадина) эффузивная деятельность завершилась внедрением коагматичных вулканитов малых интрузий.

По данным ряда исследователей, наиболее характерными особенностями вулканитов раннего девона является их базальтоидное происхождение, на что указывают преимущественно базальтовый и андезито-базальтовый состав их и отсутствие или незначительное количество кислых разновидностей [Никитина, Шужанов, 1972, 1974, 1975; Шужанов, 1968, 1975]. Важно отметить также, что по латерали наблюдается изменение разрезов отложений нижнего девона; это выражено в том, что на западе (районы Джекказгана, Эскулинского грабена) количество вулканитов резко сокращается. Они образуют здесь лишь отдельные маломощные прослой, а местами и полностью отсутствуют, и тогда вся толща представлена пестроцветными песчаниками, конгломератами и гравелитами. В восточном направлении, напротив, количество вулканитов заметно возрастает, чем обусловлен постепенный переход описываемых толщ к образованиям вулканического пояса.

В среднем и начале позднего девона формируется вулканогенно-терригенная молассовая формация (вторая моласса, по О. А. Мазаровичу [1976]). В отличие от первой молассы главными компонентами ее являются терригенные отложения, второстепенными — вулканиты преимущественно основного состава. Терригенные отложения представлены красно- и пестроцветными косослоистыми песчаниками, конгломератами, гравелитами и алевролитами вулканомиктового состава. Несомненно континентально-аллювиальное и аллювиально-пролювиальное происхождение этих пород. Вверх по разрезу среди них появляются прослой серо- и зеленоцветных песчаников, аргиллитов, мергелей и известняков, среди которых местами собраны растительные остатки, а также фауна рыб и брахиопод (Шидертинская впадина). Все это указывает на то, что отложение верхов толщи происходило уже в условиях мелководных бассейнов (озер и лагун). Вулканические породы формации представлены эффузивными и субвулканическими базальтами, андезито-базальто-

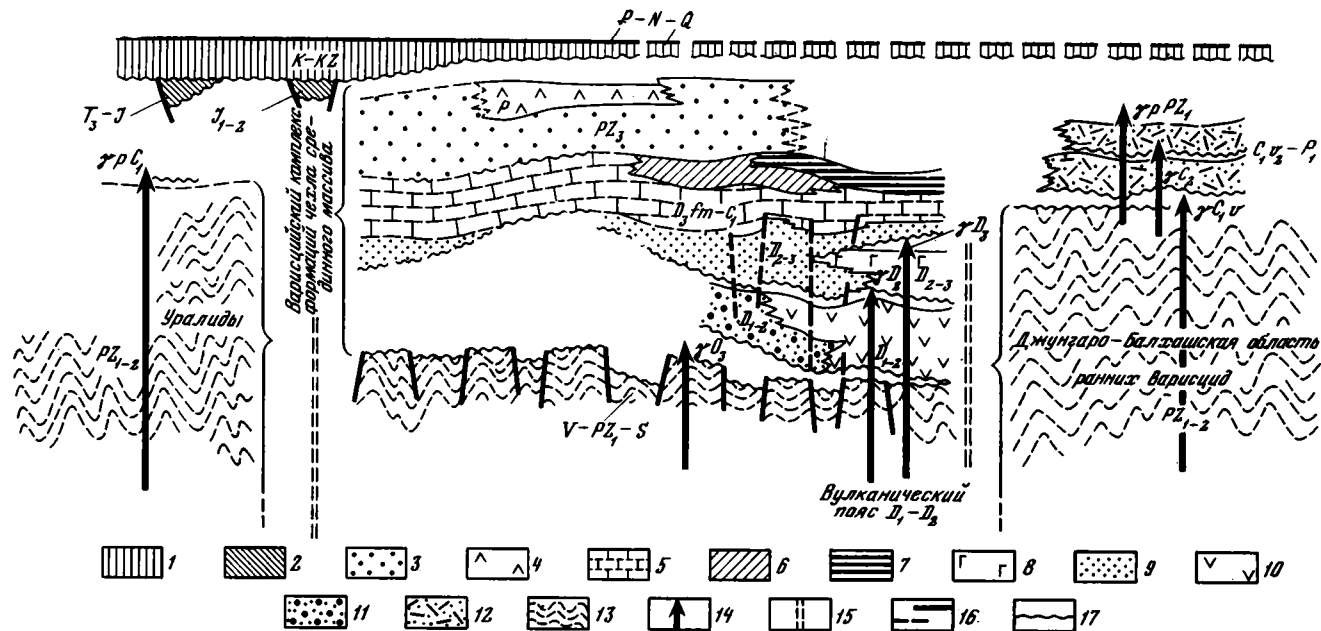


Рис. 10. Соотношение вулканитов девонского пояса и комплексов верхних моласс, по О. А. Мазаровичу [1976]

1—11 — формации: 1 — платформенные (К—КЗ), 2 — угленосные и вулканогенно-осадочные (Т₃—J), 3 — третья молассовая (PZ₃), 4 — эвапоритовая, 5 — морская карбонатная, 6 — морская терригенно-карбонатная, 7 — угленосная, 8 — вулканогенная верхняя (D₂₋₃), 9 — вторая молассовая (D₂₋₃), 10 — вулканогенная нижняя (D₁₋₂), 11 — первая молассовая (D₁₋₂); 12 — вулканогенно-молассовый комплекс; 13 — геосинклинальный комплекс; 14 — гранитоиды; 15 — глубинные разломы; 16 — прочие разломы; 17 — поверхности несогласий и размыва

выми и андезитовыми порфиритами. Мощность прослоев и пачек вулканогенных пород в разных впадинах различна. Однако отчетливо прослеживается та же, что и для первой молассы, закономерность в изменении разрезов по латерали. При движении на восток количество вулканитов возрастает, на западе превалируют терригенные отложения, т. е. происходит постепенное замещение красноцветных моласс синхронными им образованиями вулканического пояса. Такая тенденция отчетливо видна на прилагаемом профиле (рис. 10). Она лишней раз подчеркивает тесную взаимосвязь и латеральную зональность, существовавшие между двумя типами описываемых орогенных структур.

В пределах межгорных впадин в процессе формирования глыбово-складчатой структуры появился ряд мелких грабенон, получивших наибольшее развитие на Сарысу-Тенгизском водоразделе. Особое значение в них приобретают вулканические породы, каналами для проникновения которых служили ограничивающие разломы.

Таким образом, своеобразие палеотектонических и палеогеографических обстановок орогенного этапа развития каледонид Восточного Казахстана обусловило формирование в девоне двух типов синхронно развивающихся структур: вулканического пояса и межгорных впадин. Излияния мощных серий наземных вулканитов андезито-липаритового состава и массовое внедрение гранитоидов калиевого ряда в первом типе структур, накопление красноцветных моласс с параллельным проявлением базальтоидного магматизма во втором — все это однозначно свидетельствует о переходе описываемого региона к континентальной стадии развития. Подобные процессы указывают на повсеместное (а не локальное, как это было в переходную стадию) формирование гранитно-метаморфического слоя на территории Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньской и Бошекуль-Чингизской складчатых систем, точнее — девонской континентальной коры.

Позднепалеозойская кора

Формационные комплексы, фиксирующие становление континентальной коры в среднем карбоне, очень близки к комплексам, распространенным в областях становления коры в девоне, что, очевидно, указывает на близость палеогеографических и палеотектонических обстановок этих эпох. Комплексами-показателями становления континентальной коры в позднем палеозое, как и в девоне, являются вулcano-плутоническая ассоциация и гранитоиды нормального и щелочного ряда и верхняя моласса. Вулcano-плутоническая ассоциация сосредоточена главным образом в пределах позднепалеозойского вулканического пояса, образующего дугу, на значительном протяжении вложенную в «раму» девонского пояса. Верхняя моласса распространена в основном в пределах Западного геоблока, где слагает Тенгизскую и Дзезказганскую наложенные впадины. В Восточном

геоблоке к ней относятся верхняя часть разреза угленосных отложений Карагандинского бассейна, вулканомиктовые толщи Балхашской зоны (Саякская впадина) и грубообломочные толщи ряда мульд на территории Зайсанской складчатой системы.

ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ПОЯС. Изучению структур позднепалеозойского вулканического пояса, стратиграфии и вещественного состава слагающих его пород посвящены работы многих исследователей [Беспалов, 1960; Кошкин, 1963; Ташинина, Розенкранц, 1965; Афоничев, 1966; Бахтеев, 1967; Розенкранц, 1970; Азбель и др., 1971; Геология СССР, 1972; Щерба, 1973; Коптева, 1974]. Большинство из них признают, что мощные проявления субсеквентного вулканизма, сосредоточенного в этой структуре, принадлежат орогенному этапу развития Джунгаро-Балхашской герцинской складчатой системы. Характерной особенностью позднепалеозойского пояса является то, что вулканизм в его северных районах начался еще в раннеорогенный период (визейский и серпуховский века, начало среднего карбона) и был связан с процессами формирования раннекаменноугольного гранито-гнейсового слоя (вулканы конца переходной стадии, связанные с нижней молассой и рассмотренные в предыдущем разделе).

В московском веке среднего карбона в пределах пояса начинаются мощные излияния кислых эффузивов, среди которых много игнимбритов, происходит внедрение калиевых гранитов. Особенности такого рода магматизма свидетельствуют о формировании к этому времени обширной коры континентального типа. Перед его началом на рубеже башкирского и московского веков в ряде мест Северного Прибалхашья, по данным В. Я. Кошкина [1963], произошли общее поднятие и разрыв вулканических построек визейского и башкирского веков ($C_1V_{2-3}—C_2^1$).

Мощный наземный вулканизм в средне-позднекаменноугольное и раннепермское время охватил практически всю Джунгаро-Балхашскую область Восточного геоблока и район Чу-Илийских гор Западного. Протяженность вулканического пояса огромна, он протягивается на 900 км и состоит из пяти крупных впадин: Баканасской, Северо-Балхашской, Северо- и Южно-Токрауской и Илийской (см. рис. 3). Впадины ограничиваются крупными субмеридиональными, северо-западными и широтными разломами, сопровождающимися грабенами и комплексами структур, характерными для зон сдвиговых дислокаций. Особенности их внутреннего строения определяются развитием и миграцией тектоно-вулканических депрессий, образующихся на месте центров вулканических извержений [Щерба, 1973].

Среди средне-верхнекаменноугольных и нижнепермских вулкаников главная роль принадлежит липаритовым, а также андезито-дацитовым и андезито-базальтовым группам. В первой группе наиболее распространены липаритовые порфиры, характерно широкое развитие игнимбритов, во второй — андезитовые порфириты, отличающиеся большим разнообразием структурно-

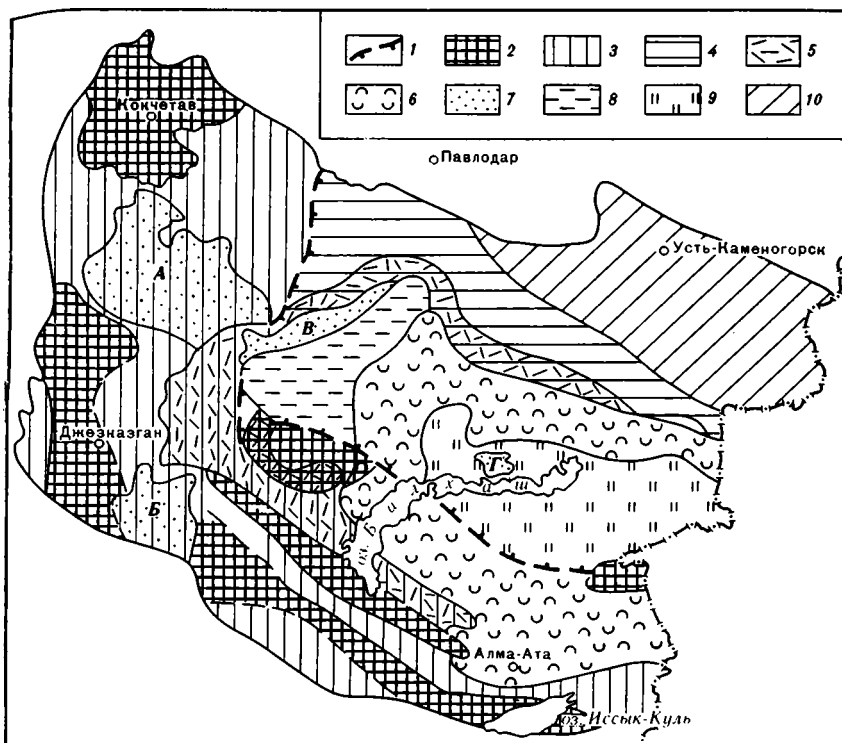


Рис. 11. Соотношение позднепалеозойского вулканического пояса и межгорных впадин с гетерогенным основанием

1 — граница Западного и Восточного геоблоков; 2—3 — область Кокчетавско-Чуйского микроконтинента: 2 — докембрийские массивы, 3 — новообразованный ордовикский гранитно-метаморфический слой; 4 — силурийский гранитно-метаморфический слой; 5 — девонский вулканический пояс; 6 — позднепалеозойский вулканический пояс; 7 — позднепалеозойские межгорные впадины (А — Тенгизская, Б — Джекказганская, В — Карагандинская, Г — Саянская); 8—10 — участки становления гранитно-метаморфического слоя: 8 — в позднем девоне, 9 — в конце раннего карбона, 10 — в начале среднего карбона

текстурных признаков и состава вкрапленников. Породы этих групп образуют сложные смешанные ассоциации с меняющимися количественными соотношениями производных магм различного состава [Геология СССР, 1972].

По данным В. В. Кепежинскас [1969], которая статистически обработала большой петрографический материал, породы андезито-дацитовой и дацито-липаритовой групп чрезвычайно сходны независимо от положения в разрезе. Некоторое исключение составляют верхнепермские и нижнетриасовые комплексы, отличающиеся повышенной щелочностью. Все доверхнепермские эффузивы относятся к щелочноземельному ряду и образуют единую формацию, верхнепермские и триасовые — к субщелочной или щелочной серии платобазальтовой формации.

Развитие пояса происходило на гетерогенном основании (рис. 11). На юге, в Илийской и отчасти Южно-Токрауской впадинах, он заходит в пределы Западного геоблока с рифейской континентальной корой, подвергшейся в дальнейшем процессам деструкции, завершившимся формированием новой континентальной коры в девоне. Ложем большей части Северо-Токрауской впадины является участок с позднедевонским гранитно-метаморфическим слоем; Северо-Балхашская и Баканасская впадины развивались на раннекаменноугольном гранитно-метаморфическом слое, частично «выплескиваясь» в область с девонской корой. В значительной мере этим объясняется неоднородность пояса, характерная для разных его отрезков, но главным образом отличающая Илийскую впадину от других впадин пояса.

В Северо-Токрауской, Северо-Балхашской и Баканасской впадинах, принадлежащих Восточному геоблоку, в основании верхнеорогенного комплекса вулканитов залегают пирокласты липаритового и дацитового состава, среди которых широко развиты игнимбриты и туфолавы (керегетасская свита C_{2-3}) [Допалеозой..., 1974, т. 2; Кошкин, Радченко, 1965]. Согласно В. Г. Тихомирову [1975], породы липаритовой группы относятся к нормальному известково-щелочному типу (тихоокеанская средне- и слабощелочная серия). Сумма Na_2O и K_2O составляет 6—8%, в трахилипаритах достигает 10% при преобладании Na_2O над K_2O . Характерна обогащенность пород глиноземом.

Вверх по разрезу, а частично и по латерали кислые эффузивы замещаются чрезвычайно пестрым по составу комплексом вулканогенных толщ, разделяющихся на ряд свит, возрастная привязка и корреляция которых не являются достоверными. Существует, например, мнение В. Я. Кошкина [Допалеозой..., 1974, т. 2], согласно которому отложения отдельных тектоно-вулканических депрессий выделяются в самостоятельные свиты, что нам представляется неверным. В целом этот комплекс принадлежит верхнему карбону, нижней и средней перми (колдарская свита C_3-P_1 , акшокинская свита P_1 , кызылкийинская серия P_{1-2}). В его составе преобладают спекшиеся туфы и другие пирокластические породы, реже — лавы липаритового состава. Характерны латеральные переходы от пород липаритового состава к андезитам и андезито-базальтам, которые играют подчиненную роль в их составе, но тяготеют к верхам разреза. По данным силикатных анализов, В. Г. Тихомиров [1975] относит всю группу пород к нормальному типу с несколько повышенным содержанием щелочей. Сумма щелочей в трахиандезито-трахитовой группе пород составляет 7,5—8,5% при одинаковых содержаниях Na и K либо небольших преобладаниях последнего; в трахидацитовой — 9,5—10,5% [Металлогения..., 1977].

Разрез позднепалеозойского вулканического пояса в Северном Прибалхашье венчается формацией платобазальтов. Ее представляет верхнепермский — нижнетриасовый комплекс вулканитов, развитых главным образом в Баканасской впадине (курай-

линская, бакалинская, кармысская свиты), который сложен базальтами, трахибазальтами, андезитовыми порфиридами и их туфами, а также трахитовыми и трахилипаритовыми порфирами [Кумпан и др., 1969; Допалеозой..., 1974, т. 2]. Эти породы характеризуются повышенным содержанием щелочей и в отличие от других пород позднепалеозойского вулканического пояса — большей степенью калийности [Тихомиров, 1975]. Таким образом, в Восточном геоблоке с конца перми началось развитие континентальной коры. В процессе ее формирования на протяжении среднекаменноугольного—пермского этапа вулканизма шло нарастание щелочности пород, заметно повысившееся к концу этапа.

Изучение особенностей петрографического состава и химизма пород дацито-липаритовой и андезито-базальтовой групп Северного Прибалхашья привело к выводу о том, что они являются производными различных магм — андезитовой и липаритовой. За породами дацито-липаритовой группы единодушно признается внутрикоровое происхождение. Образование пород андезитового состава связывается либо с контаминацией сиалическим материалом толеитовой магмы [Кепежинская, 1969], либо с дифференциацией базальтовой магмы в промежуточных очагах.

В целом на примере развития позднепалеозойского вулканизма Восточного геоблока Казахстана видно, что процесс становления континентальной коры был очень сложным и шел с некоторыми отступлениями от общей поступательной кремнекисло-калиевой тенденции эволюции магматизма. На участке же позднепалеозойского вулканического пояса, наложенного на Западный геоблок, где в позднепалеозойский этап происходило как бы дозревание девонской континентальной коры (см. рис. 11), вулканизм, судя по описаниям К. А. Азбеля и М. Р. Борукаевой [Азбель, 1969; Азбель и др., 1971], носит несколько иной характер. Как и в ранее описанных впадинах вулканического пояса, в комплексе наземных эффузивов каменноугольно-пермского возраста Илийской впадины отчетливо обособляется верхняя часть, включающая вулканы верхов среднего карбона (начиная с московского яруса), перми и, вероятно, нижнего триаса. Образовавшийся в это время вулканогенно-молассовый комплекс залегает трансгрессивно и несогласно на нижнем комплексе и частично непосредственно на девонских континентальных эффузивах.

Согласно А. К. Азбелю и В. Д. Стеркину [Допалеозой..., 1974, т. 2], в составе комплекса выделяется пять самостоятельных формаций: нижняя дацит-липаритовая (кугалинская свита S_3-P_1), андезитовая (бескайнарская свита P_1^2), игнимбритовая дацит-липаритовая (жалгыгагашская свита P_2), андезито-базальтовая (желдыкаринская свита P_2^2) и субщелочная трахилипаритовая (малайсаринская свита T_1). Характерной особенностью позднеорогенного комплекса Илийской впадины является тесный

парагенез лав и пирокластических вулканических пород с грубо-обломочными породами вулканогенной молассы, занимающей до 25% общего объема свит. В его верхней части появляются нормальные полимиктовые осадочные молассы. Характерны стратиграфические перерывы в напластовании пород, указывающие на неспокойную тектоническую обстановку. Вместе с тем в составе вулканических пород нет той пестроты, как в Восточном геоблоке. Наблюдается четкая ритмичность в периодической смене во времени вулканических пород среднего и кислого состава [Азбель, 1969]. По мнению А. А. Моссаковского [1975], смена состава вулкаников связана со сменой периодов тектонических опусканий и поднятий.

В целом вся структура впадины и особенности вулканической деятельности в ней обусловлены не магматическими, как в Северном Прибалхашье, а тектоническими причинами [Щерба, 1973]. В геоморфологическом отношении территория впадины представляла собой поднятие, на котором происходили отчетливо выраженные горообразовательные процессы. Однако в отличие от межгорных впадин вулканические постройки непрерывно подновляли разрушающийся горный рельеф, в связи с чем здесь не наблюдалось столь мощной аккумуляции обломочного материала, как в более глубоких впадинах Западного геоблока. Характерной особенностью вулканических пород Илийской впадины является обилие игнимбритов кислого состава, что свидетельствует о значительной зрелости коры в этом регионе. В процессе образования верхнеорогенного комплекса (по А. А. Моссаковскому [1975], заимствовавшему данные у Г. М. Фремда и К. М. Ткаченко) происходила необратимая эволюция петрохимического состава вулканических извержений, которые на фоне общего щелочноземельного характера постепенно увеличивали щелочность в ряду кислых пород и приобретали большую основность и магнезиальность в породах основного и среднего состава. Это явление скорее всего связано с завершением магматической дифференциации в кислых магматических очагах и ослаблением процессов контаминации сиалическим материалом базальтовой магмы.

Все интрузивные породы, внедрявшиеся в процессе развития континентальной коры, представлены калиевыми разностями гранитоидов, принадлежащих формациям биотитовых и аляскитовых и щелочных гранитов, описанных Т. В. Перекалиной [1966; Перекалина и др., 1969], Г. Н. Щербой [Щерба и др., 1968], К. А. Абдурахмановым, Г. Ф. Ляпичевым, В. К. Моничем и др. [Геология СССР, 1972]. В Северном Прибалхашье к формациям биотитовых гранитов относятся калдырминский комплекс биотитовых гранитов, аляскитовых и щелочных гранитов, прорывающих эффузивы керегетасской свиты, и джаксытагалинский комплекс даек основного, среднего и трахилипаритового состава, пересекающих породы колдарской свиты. Оба эти комплекса образуют вулcano-плутоническую ассоциацию с эффузивами сред-

некаменноугольного—раннепермского времени. В. Г. Тихомиров [1975] дает следующую сводку о составе этих гранитоидов. Главными породообразующими минералами в калдырминских гранитах являются калиевый полевой шпат (37,5%), кварц (27,5%), плагиоклаз (27,5%) и биотит (5%). Гранитные породы джаксытагалинской серии относятся к натровому типу и характеризуются высокой щелочностью. Все они принадлежат к щелочноземельному ряду. Оба комплекса гранитоидов образуют сложные многофазные массивы и дайковые серии, что является свидетельством длительного развития магматических камер. Близкие им по возрасту (Р) интрузивные породы в Илийской впадине представлены немногочисленными массивами полнокристаллических гранитоидов (южноджунгарский комплекс), приуроченными к вулканическим постройкам и образующими с вулканическими породами единую вулкано-плутоническую ассоциацию.

Магматическая деятельность в Восточном геоблоке завершается внедрением акчатауского и кызылрайского комплексов аляскитовых и субщелочных гранитов (Р), прорывающих все образования позднепалеозойского вулканического пояса. В петрохимическом отношении они пересыщены кремнеземом и богаты щелочами: на 60% они сложены щелочными полевыми шпатами, на 30% — кварцем [Тихомиров, 1975]. Эти гранитоиды, формировавшиеся уже в обстановке зрелой континентальной коры, широко не только развиты в пределах позднепалеозойского вулканического пояса, но и выходят за его пределы в область с девонской континентальной корой. В пределах вулканического пояса они слагают хорошо отпрепарированные округлые плутоны, приуроченные к вулканическим постройкам. За его пределами — изометричные плутоны значительно меньших размеров, но являющиеся куполообразными выступами более крупных тел [Геология СССР, 1972]. Близкие к описанным пространственно-временные соотношения различных интрузивных комплексов характерны для Зайсанской складчатой области. Нами они специально не рассматриваются.

МЕЖГОРНЫЕ ВПАДИНЫ. Одновременно с развитием вулканического пояса формировались Тенгизская, Джезказганская, Карагандинская, Саякская и ряд более мелких межгорных впадин, в которых в течение среднего карбона и перми накапливались верхние молассы, также являющиеся комплексами-показателями становления континентальной коры. Описанию этих моласс посвящена обширная литература [Литвинович, 1962; Кошкин, 1963; Кабанов, 1965; Кумпан, 1966; Мазарович, 1967; Голубовская, 1972; и др.].

Наиболее тесно верхние молассы связаны с позднекаменноугольно—раннепермскими вулкано-плутоническими комплексами в Северном Прибалхашье, где отмечается непосредственный переход по латерали с севера на юг от вулканитов к молассе. В Саякской впадине, расположенной в 15 км к югу от края вул-

канического пояса (см. рис. 11), весь стратиграфический интервал, отвечающий андезит-дацит-липаритовой серии среднего—верхнего карбона и нижней перми, представлен грубообломочной молассой, достигающей мощности 2500 м. Эта моласса, накопившаяся в остаточном морском бассейне и без несогласия сменяющая нижнюю морскую молассу, в значительной мере сложена продуктами размыва близких по возрасту пород вулканического нагорья, а также более древних комплексов, обнажавшихся вокруг впадины. Она представлена в основном серыми, реже — пестроокрашенными полимиктовыми, большей частью вулканомиктовыми песчаниками от грубо- до мелкозернистых, косо- и параллельнослоистыми, редкими горизонтами известняков, а также туфов и туффигов. Типичная верхняя моласса распространена к югу от оз. Балхаш в узких грабен-синклиналях, наложенных на сводово-глыбовое Джунгарское поднятие и из-за малого размера не показанных на карте. Здесь она с резким несогласием залегает на дислоцированных отложениях башкирского яруса и, по данным В. С. Войтовича [1969], представлена пестроцветными конгломератами от мелко- до крупногалечных (500 м), в обломочном материале которых присутствуют среднепалеозойские породы; встречаются линзы песчаников, углистых сланцев и углей, а также горизонты трахилипаритовых порфиров [Моссаковский, 1975].

Наиболее крупные впадины (Тенгизская, Джезказганская [Зайцев, Кабанов, 1966]) расположены в пределах области с девонской континентальной корой во внутренней части Западного геоблока (см. рис. 3). Их образованию предшествовало накопление в фаменско-турнейское и визейское время карбонатных и карбонатно-терригенных толщ чехла этой области более ранней консолидации, происходившее в обстановке общего спокойного погружения (мелководный шельф). Местами морские карбонатные осадки замещались галогенными и паралическими угленосными. Вверх по разрезу отмеченные отложения сменяются континентальной красноцветной субформацией прибрежных равнин, а также лимнической угленосной субформацией серпуховского и башкирского ярусов, которые, по представлениям О. А. Мазаровича [1967], являются регрессивным членом всей фаменско-башкирской серии осадков. Вместе с тем многие исследователи [Кабанов, 1965; Голубовская, 1972] склонны рассматривать эту серию как молассу, что нам представляется менее правильным. Действительно, только после отложения регрессивной серии, завершившейся накоплением горизонта кремнистых известняков с фауной башкирского яруса, произошли мощные движения среднекаменноугольного времени. В результате возникло Сарысу-Тенгизское складчато-глыбовое поднятие, обособились Тенгизская, Джезказганская и ряд более мелких впадин и начался процесс горообразования. Как следствие этого, в пределах Западного геоблока наметились участки гористой и холмистой суши, а также выравненной суши типа

пенеплена [Голубовская, 1972]. На обширных равнинах, занимавших площадь значительно большую, чем площадь современного распространения среднекаменноугольных—пермских отложений, шло накопление преимущественно речных и озерных глинисто-алевритовых и песчаных осадков. На участках равнин, прилежавших к областям горного рельефа, куда проникали мощные кратковременные потоки, сгруживался грубый песчано-галеменный материал, в составе обломков которого участвовали как метаморфические породы, слагавшие поднятия, так и позд-непалеозойские толщи. В средней и ранней перми в область низкой равнины проникало море и накапливались карбонатные илы и сульфатно-галогенные осадки. Наблюдающееся сокращение обломочного материала в верхах молассовой толщи отчасти связано и со значительным разрушением, нивелированием горных поднятий.

Эта аллохтонно-автохтонная соленосная, а в Джезказганской впадине и меденосная молассовая формация с несогласием залегает на подстилающих отложениях. По О. А. Мазаровичу [1967], она включает пестроцветную пролювиально-озерную субформацию (владимировская и джезказганская свита S_{2-3}), сероцветную озерно-карбонатную субформацию (кайрактинская свита P_1), терригенно-карбонатную озерную субформацию (кайминская и шоптыкульская свиты P_{1-2}), красноцветную аллювиально-пролювиальную субформацию (жиделесайская свита P_1) и карбонатно-галогенно-терригенную озерно-лагунную субформацию (кинчирская свита P_{1-2}). Мощность формации в разных впадинах различна, но местами достигает 3000 м. Строение свит, входящих в состав отдельных субформаций, чрезвычайно разнообразно и изменчиво, что обусловлено линзовидным залеганием всех разновидностей пород. Это явление связано с частой сменой условий седиментации на площади и во времени, столь характерной для континентальных обстановок. Характерно также наличие вулканического материала во владимировской свите. По мнению Т. Н. Голубовской [1972], преимущественное распространение грубых туфов на западе Тенгизской впадины связано с поступлением вулканического материала со стороны Тургайского прогиба.

Третьей крупной межгорной впадиной, обособившейся в самостоятельный прогиб в конце турнейского века, в период накопления регрессивной серии осадков раннекаменноугольного седиментационного цикла, является Карагандинский угольный бассейн, геологии которого посвящена обширная литература. Нами использована одна из последних сводок, данная в книге карагандинских геологов «Геология Карагандинского угольного бассейна» [1972]. По мнению авторов монографии, Карагандинский бассейн — это крупный прогиб, вытянутый в широтном направлении, имеющий крутой осложненный чешуйчатыми надвигами южный борт и относительно более пологий, спокойно построенный северный. О его тектонической природе высказывались раз-

ные суждения: в 30-х годах Н. С. Шатский и А. А. Богданов трактовали Карагандинский бассейн как герцинский синклинорий, в 50-х А. А. Петренко и Б. И. Борсук отнесли его к структурам типа передового прогиба, а М. И. Варенцов и В. И. Дитмар — к межгорным впадинам. Последнее определение для позднего палеозоя, по-видимому, является наиболее верным. Бассейн расположен близ границы областей с девонской и среднекаменноугольной корой Восточного геоблока. Близость последней сказалась в широком распространении в верхнепалеозойских отложениях бассейна прослоев туфов, а также в большом сходстве отложений конца турнейского, визейского, серпуховского веков и начала среднего карбона с молассами, источником обломочного материала которых служили Тектурмасский антиклинорий, равно как и приподнятые участки северной окраины бассейна.

Угленакопление в Карагандинском бассейне началось с конца турнейского века и продолжалось с перерывами вплоть до юры, сменившись в среднем карбоне с паралического на лимническое. С конца турнейского века и до начала среднего карбона территория бассейна испытывала незначительные колебательные движения, приводившие то к ее частичному осушению, то затоплению морем. Однако в целом здесь шел непрерывный подъем формирующейся горной страны. В середине среднего карбона произошли общие крупные поднятия. В накапливавшейся это время надкарагандинской свите появились первые красноцветы. Затем начался существенно новый этап развития и угленакопления Карагандинского бассейна, происходившего в наземных условиях. Вероятно, отложения бассейна, начиная с долинской свиты среднего карбона, можно рассматривать как верхнюю угленосную молассу, так как среди осадков в это время преобладают озерные, речные и дельтовые (аргиллиты, полимиктовые песчаники с линзами карбонатных пород). Они содержат мощные пласты коксующегося угля, образовывавшегося в постепенно зараставшем громадном озере. В верхней части свиты появляется маломощный пласт пепловых туфов, являющихся отголоском активизации вулканизма в позднепалеозойском вулканическом поясе. Начиная с верхнего карбона (верхи тентекской свиты), в отложениях Карагандинского бассейна резко увеличивается грубость обломочного материала, появляются горизонты грубозернистых, песчаников, гравелитов и конгломератов, что свидетельствует об усилении орогенических процессов. С этого времени площадь самого прогиба, где аккумулировался обломочный материал, неизменно сокращается. В средней части шаханской свиты (вторая половина верхнего карбона) вновь появляется горизонт пепловых туфов. Предполагается, что накопление грубой молассы продолжалось и в пермское время, со второй половины которого прогибание впадины, видимо, прекратилось и начался платформенный этап развития бассейна.

Таким образом, на территории как Восточного, так и Западного геоблоков Казахстана с конца среднего карбона (местами

с московского века) и до начала перми имели место значительные орогенические движения, сопровождавшиеся накоплением грубой молассы, аккумуляировавшейся в межгорных впадинах. В Джунгаро-Балхашской области, где шло формирование континентальной коры, в это время образовались мощный вулканоплутонический комплекс, а в пределах Зайсанской области — разрозненные вулканические массивы и гранитоидные пояса.

КОМПЛЕКСЫ И СТРУКТУРЫ, СВЯЗАННЫЕ С ПРОЦЕССАМИ ДЕСТРУКЦИИ И ВТОРИЧНОГО РАСТЯЖЕНИЯ

Под деструктивным процессом нами понимается такое преобразование коры, чаще всего вызванное растяжением и раздвижением, которое приводит к нарушению направленного развития данного участка в ходе превращения коры океанического типа в кору континентальную. Это сказывается прежде всего на вещественном составе пород, т. е. на изменении последовательности формационных рядов. Особенно отчетливо это улавливается в составе магматических продуктов, так как нарушается гомодромность развития магматизма, характерная для направленного процесса становления коры. В результате на смену превалирующим на поздних стадиях развития кислым внутрикоровым магматитам, появление которых обусловлено разрастанием гранитно-метаморфического слоя, вновь приходят более основные, связанные с глубинными очагами.

К деструктивным зонам в пределах Казахстана мы относим рифтогенные структуры, основная часть которых возникла в венде. Они сосредоточены исключительно в пределах Западного геоблока и сформировались в результате раздробления и раздвига континентальной коры незадолго перед этим образовавшегося микроконтинента. Процессы деструкции происходили на разных глубинных уровнях, отражаясь в особенностях химизма вулканогенных формаций. В некоторых случаях они были весьма интенсивны и вскрывали меланократовый субстрат (древний „базальтовый“ слой), в других не доходили до него, что позволило выделить среди них структуры, развивавшиеся на различных основаниях. Кроме того, в зависимости от длительности существования и полноты разрезов различаются структуры редуцированного и полного цикла развития. Все это дало возможность подойти к той классификации деструктивных зон, которая отражена на рис. 12.

Рифтогенные структуры, в которых сохранились комплексы начальной стадии раскрытия (прогибы Кокчетавского массива, Байконура, Сарытумы), выделены на карте особым цветом. Описание их было дано выше. Здесь мы кратко остановимся на истории эволюции рифтогенных структур полного цикла, которые, сформировавшись по системе рифтов, в дальнейшем были

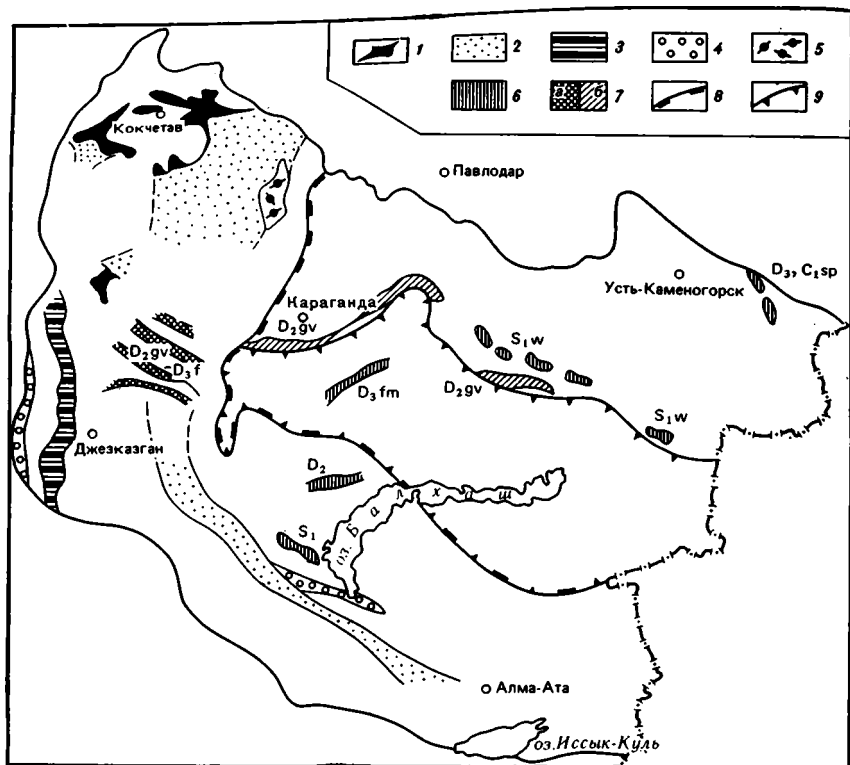


Рис. 12. Схема распространения деструктивных зон и зон вторичного растяжения

1—2 — рифтогенные структуры, возникшие в венде на меланократовом основании: 1 — редуцированного цикла развития, 2 — полного цикла развития; 3—4 — рифтогенные структуры, сформировавшиеся на утоненном гранито-гнейсовом слое: 3 — в рифее, 4 — в венде — раннем палеозое; 5 — континентальные блоки внутри рифтогенных структур; 6—7 — структуры вторичного растяжения типа вулканических грабенов и впадин, развивавшиеся: 6 — на комплексах переходной стадии, 7 — на комплексах континентальной стадии (а — внутриконтинентальные, б — окраинно-континентальные); 8 — граница Западного и Восточного геоблоков; 9 — граница областей с девонской и позднепалеозойской континентальной корой

вовлечены в общий геосинклинальный процесс и так же, как и другие эвгеосинклинальные зоны, прошли все стадии развития.

Ярким примером таких структур является Жалаир-Найманская зона. Узкая линейная форма, ограниченность на значительном протяжении разломами, положение между однотипными докембрийскими массивами (Чуйско-Кендыктасским, с одной стороны, и Бурунтавским — с другой) говорят в пользу рифтогенной природы этой зоны. Об этом же свидетельствуют обнаруженные в последние годы [Чу-Илийский..., 1980] на юго-востоке зоны в бассейне ручьев Бестана и Сарыбулак выходы порфири-

дов и метаморфизованных терригенных пород, аналогичные образованиям копинской свиты гор Кендыктас (R_{2-3} ?). Очевидно, мы здесь имеем дело с отдельными сохранившимися блоками континентального основания, подвергшегося раздвижению.

Четко выраженные комплексы начальной стадии раскрытия рифтогенной структуры в пределах Жалаир-Найманской зоны неизвестны. Однако возможно, что частично им отвечает располагающаяся в основании разреза диабазово-терригенная формация — копактинская свита, по С. Г. Токмачевой [Антонюк и др., 1979]. Входящие в ее состав основные вулканиты относятся к ряду щелочных базальтов. В венде и, возможно, чуть позже происходит накопление спилит-диабазовой формации (ащисуйская и жиделинская свиты разных авторов), породы которой широко развиты по юго-западному борту прогиба и обычно ассоциируют с выходами гипербазитов. Более подробная характеристика их дана выше, в разделе, посвященном комплексам океанической стадии. К комплексам, накопившимся в бассейне с корой океанического типа, принадлежит также жайсанская (E_{2-3}) черносланцевая формация.

В дальнейшем в Жалаир-Найманской зоне широкое распространение получают терригенные образования, начинающие собой переходную стадию развития. Это прежде всего кварц-полевошпатово-песчаниковая формация джамбульской свиты (E_3 — O_1 ?), характеризующаяся ритмичным переслаиванием в верхней части и местами включающая глыбы известняков и сургучных яшм; встречаются подчиненные прослои базальтовых порфиритов. В раннем ордовике (главным образом на юго-востоке зоны) накапливалась имевшая ограниченное распространение толща андезитовых лав и их туфов с горизонтами известняков (акжальская свита O_1a), иногда внедрялись интрузии плагиогранитов. Это указывает на происходившее в отдельных участках формирование островодужного комплекса, не получившего, однако, в Жалаир-Найманской зоне повсеместного развития. Зато вдоль всей структуры прослеживается мощный терригенный комплекс полимиктового состава с флишевым характером ритмичности, отлагавшийся с конца раннего и до начала позднего ордовика (каратальская, бекейская, байгаринская свиты). В конце ордовика и раннем силуре на территории зоны широкое развитие получают грубообломочные зелено- и пестроцветные образования нижней молассы (андеркенская, дуланкаринская, саламатская и койчинская свиты), внизу местами с олистостромовыми толщами. Все это свидетельствует об обмелении и сокращении с тектоническим перекрытием внутреннего ранее, несомненно, более обширного морского бассейна. Окончательное замыкание его произошло в девоне.

Таким образом, формационный облик отложений, выполняющих Жалаир-Найманскую структуру, общий ход развития ее, а также наличие протяженного гипербазитового пояса характерны для эвгеосинклинальных зон, возникших на меланократовом

основании. Заложившись по системе рифта (возможно, со сдвиговой составляющей¹), она очень скоро переродилась в структуру океанического типа, затем прошедшую все стадии эволюции от океанической до континентальной.

Продолжением на север Жалаир-Найманской зоны, очевидно, являлся Степнякский прогиб, или микроокеанический бассейн, развитие которого в основном падает на кембрий и ордовик. Существенно, что в ряде мест, особенно в западной части структуры, удается наблюдать непосредственное налегание выполняющих прогиб образований на метаморфические толщи докембрия. Там разрез начинается контрастно дифференцированной яшмово-базальт-лигаритовой формацией (жанасуйская свита), в основании которой залегают конгломераты, яшмы и алевролиты с фауной раннего ордовика [Металлогения..., 1977], а также тесно ассоциирующие с ними вулканы, кислые разности которых отличаются высоким уровнем щелочности и чрезвычайно большой дисперсией содержания К и Na². Выше расположен комплекс, типичный для переходной стадии развития, который сложен внизу граувакковой формацией (степнякская и уштоганская свиты O₁₋₂). Вверх и частично по латерали формация замещается мощным осадочно-вулканогенным разрезом островодужного типа (сагская серия, лидиевская и майлисурская свиты O₂₋₃), в котором вулканы местами переслаиваются с терригенными породами. В конце позднего ордовика в Степнякском прогибе появляется нижняя моласса и происходит внедрение сложного многофазного комплекса крыккудукских гранитоидов, что указывает на становление новообразованного гранитного слоя. В девоне здесь формируется континентальная кора, маркируемая девонскими гранитами.

Особняком среди рифтогенных структур стоит Карсакпайский прогиб, раскрытие которого произошло до возникновения Кокчетавско-Чуйского микроконтинента. Основанием, на котором он развивался, служил гранито-гнейсовый слой, сформировавшийся в середине рифея [Павлова, 1979а]. Рифтогенный комплекс этой структуры сложен мощной (около 6000 м) толщей, состоящей из чередования основных и кислых вулканитов, их пирокластов и туфогенно-осадочных, а также терригенных пород (нижняя и верхняя железорудные серии). Становление континентальной коры датируется вендом и устанавливается по появлению кислых вулканитов лакбайской свиты и актасских гранитоидов с абсолютным возрастом 600—650 млн. лет.

¹ Характер и амплитуда сдвиговой составляющей различными исследователями расцениваются по-разному [Маркова, 1961; Суворов, 1971б; Чу-Илийский..., 1980].

² По данным Е. А. Бабичева, В. И. Борисенка и др. [1977а], в ядрах частных антиклиналей Степнякского прогиба вскрыты образования, условно относимые к кембрию и представленные в основном вулканитами повышенной щелочности (свита тассу).

Из приведенного краткого обзора рифтогенных структур полного цикла развития видно, что все они были связаны с процессами растяжения и раздробления возникших сиалических блоков, находившихся на разных стадиях зрелости. Они являются региональными структурами высшего порядка, так как вызвали кардинальное изменение генеральной направленности тектонических событий. В результате среди стабильных блоков с континентальной корой или гранитно-метаморфическим слоем появились новообразованные участки с корой океанического и промежуточного типов, многие из которых были повторно вовлечены в геосинклинальный процесс и претерпели все фазы геосинклинального развития. Большинство зон, возникших на месте первоначально рифтогенных структур, развивалось весьма продолжительно, в течение нескольких периодов, и было выполнено разнообразными формационными комплексами. В их строении принимали участие толщи, как правило, более молодые, чем породы окружающих докембрийских массивов. По возрасту с последними может быть сопоставлен только комплекс меланократового основания — гипербазиты, габбро, габбро-амфиболиты [Токмачева, Палец, 1971; Павлова, 1979а], — присутствующий в ряде зон в виде поясов меланжа и серпентинитовых протрузий. Важно отметить также, что заложение рифтогенных зон, возникших после формирования терригенного чехла Кокчетавско-Чуйского блока в условиях континентального мелководья, вызвало значительное изменение палеогеографии этого блока и привело в конечном итоге к появлению глубоководных морских бассейнов.

Иной значимости структуры возникли на территории региона в среднем и позднем палеозое. В отличие от рассмотренных они распространены уже повсеместно на территории как Западного, так и Восточного геоблоков и связаны с локальными зонами вторичного растяжения коры. Отлично также их морфологическое и формационное выражения. Обычно это более или менее протяженные грабены, грабенообразные впадины и магматические швы, выполненные слабо дифференцированными продуктами основного вулканизма, которые в разное время возникали и относительно недолго функционировали на фоне продолжавшегося процесса сиализации региона. Их роль заключалась в «разубоживании» создававшейся в палеозое континентальной коры базальтовым материалом. Однако в целом магматические формации этих структур подчиняются общей петрохимической тенденции, так как любой конкретный исторический ряд их обнаруживает со временем увеличение кремнистости и калиевой щелочности. Этого типа структуры иногда появляются уже в переходную стадию развития региона в процессе формирования вторичных островных дуг или синхронно с накоплением нижних моласс. Широкое распространение они получают в начале континентальной стадии, главным образом во время отложения верхних моласс, приурочиваясь преимущественно к областям

межгорных впадин, частично вулканических поясов. Связь эта не только территориальная, но и вещественная, генетическая. В сущности, вулканизм межгорных впадин и зон вторичного растяжения представляет один взаимосвязанный процесс, чаще всего совпадающий с этапом формирования глыбовой структуры региона и широкого проявления разломов.

В связи со сказанным среди описываемого типа структур авторами выделены следующие подтипы (см. рис. 12): 1) вулканические грабены и впадины, развивающиеся на комплексах переходной стадии (район п-ова Мынарал в Западном Прибалхашье, Успенская, Абралинская и Белоубинско-Южноалтайская зоны); 2) вулканические грабены и впадины, развивающиеся на комплексах континентальной стадии, среди которых различаются внутриконтинентальные (район Сарысу-Тенгизского водораздела¹) и окраинно-континентальные (Спасская и Карабулакская зоны). Конкретные примеры некоторых из них охарактеризованы в соответствующих разделах работы.

Таким образом, зоны вторичного растяжения по сравнению с рифтогенными структурами являются более частными. С ними связаны лишь приостановки в ходе конструктивного преобразования океанической коры в континентальную и нараставшей «синализации» региона. Они развивались на ограниченных участках, осложняя строение более крупных структур, существовали весьма непродолжительное время (в течение века, редко дольше) и не оказали заметного влияния на палеогеографическую обстановку. Обычно их разрезы одновозрастны с разрезами соседних структур и составляют, как правило, одну формацию.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СКУЧИВАНИЕ И РОЛЬ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ В ФОРМИРОВАНИИ КОРЫ

Выше мы пытались показать основные моменты, а также сложность и прерывистость процесса трансформации коры океанического типа в кору континентальную, благодаря которому на территории Восточного Казахстана возникали, эволюционировали и сосуществовали различные палеоструктуры. Этот процесс сопровождался вещественным преобразованием (магматизм, метаморфизм) и латеральным перераспределением разных горизонтов коры и был невозможен без длительного многократно-го тектонического скупивания (складчатость, тектоническое смещение) горных пород. Ведущая роль в тектоническом скупивании принадлежит, как известно, горизонтальным движениям, которые имеют дифференцированный характер и происходят на

¹ Грабены Сарысу-Тенгизского водораздела в связи с большой загрузкой на тектонической карте особо не выделены, но показаны на рис. 12.

разных глубинных уровнях внутри литосферы [Тектоническая расслоенность..., 1980].

Яркой формой проявления горизонтальных движений земной коры служат разломы. В Казахстане широко распространены сдвиги, надвиги и связанные с ними зоны смятия [Русаков, 1930; Разломы..., 1963; Суворов, 1968, 19716; Войтович, 1969; Кабанов, 1972; Самыгин, 1974; Геология..., 1977; Геологическая карта..., 1979; Чу-Илийский..., 1980; и др.]; в самое последнее время стали выявляться шарьяжи [Беспалов, 1976, 1980; Полянский и др., 1979; Козлов и др., 1980; Самыгин, 1982; Ротараш и др., 1982;]. Кратко рассмотрим их в перечисленной последовательности.

Наиболее протяженные *сдвиги* — Чингизский, Джунгарский, Актасский, Джалаир-Найманский, Атансорский — имеют северо-западное простираение; известны также региональные нарушения других направлений: восток-северо-восточного (Байдаулет-Карасорский сдвиг) и запад-северо-западного (Балхаш-Чингизский разлом, Аксоран-Акжальская система сдвигов). Все они относительно молодые, заложены только на континентальной стадии развития того или иного конкретного участка и обычно дискордантны к уже сложившейся складчатой структуре, а также к структурно-фациальной зональности. На примере самого крупного и лучше остальных изученного Чингизского сдвига (амплитуда около 100 км) были установлены следующие важные особенности сдвиговой тектоники [Самыгин, 1974].

Региональные сдвиги возникают в достаточно мощной коре континентального типа и являются внутрикоровыми разломами, проникая подчас до границы «гранитного» и «базальтового» слоев, иногда и до более глубоких уровней. Горизонтальные смещения вдоль них происходят длительно, неравномерно по простирацию и импульсивно во времени, то усиливаясь, то ослабевая; большинство разломов было обновлено в неотектонический этап. Перерывы в движениях отвечают эпохам снижения общей тектонической активности. Наиболее интенсивные смещения совпадают по времени с максимумом гранитообразования и калиевой гранитизации. Вероятно, многие проявления гранитоидного плутонизма фиксируют места концентрации наибольших тангенциальных напряжений вдоль сдвигов и, главное, в основании сдвигаемых пластин, где по достижении определенного критического уровня энергия деформации превращалась в тепловую, приводя к локальному переплавлению окружающих пород гранито-метаморфического слоя. С условиями растяжения в присдвиговой полосе связано возникновение зон вулканической проницаемости. Наиболее подвижные из этих зон сопровождаются линейными вулкано-тектоническими депрессиями, которые в случае достаточной глубины проникновения магмовыводящих разломов заполняются продуктами базальтоидного магматизма, что приводит к формированию некоторых частных деструктивных зон типа вулканических грабенов и впадин.

Надвиги имеют самые различные простирания; они конформны в плане основным тектоническим элементам — структурно-формационным зонам и складчатым системам — и нередко служат их границами. Большинство надвигов и надвиговых зон образовалось в континентальную стадию развития соответствующих областей, одновременно или после главной фазы складчатости. Многие из них сохранили первоначально пологое залегание, как, например, в Спасской зоне [Суворов, Самыгин, 1965; Кабанов, 1972], надвиг Чуйской докембрийской «глыбы» на Жалаир-Найманскую зону [Маркова, 1961] или Желдыкарский покров Чарской зоны [Геологическая карта..., 1979], другие имели либо приобрели впоследствии более крутой наклон. Горизонтальные перемещения часто носили рассеянный характер и происходили по системам относительно малоамплитудных пластин и чешуй, достигая в совокупности величины 15—20 км и более. Местами движения по надвигам были сопряжены, как впервые установил А. И. Суворов [1961], с региональными сдвигами (Успенско-Актасская динамопара), обычно же надвиговые пластины и чешуи сочетаются с локальными диагональными, иногда поперечными сдвигами. Суммарный эффект таких смещений приводит к латеральному сближению различных геологических, главным образом близко одновозрастных, фациальных комплексов, вызывая их тектоническое скупивание [Суворов, Самыгин, 1965]. Другим следствием являются сильное, как правило, но неравномерное рассланцевание вовлеченных в надвигание толщ и их динамометаморфизм на более глубоких уровнях. В настоящее время на поверхности обнажаются толщи, претерпевшие динамометаморфизм преимущественно в пределах зеленосланцевой фации.

Сдвиговые и надвиговые зоны при вспомогательном участии сбросовых и раздвиговых зон расчленили казахстанские палеозонды на систему автономно или сопряженно двигавшихся тектонических блоков различного размера и формы. Картина движений, сопровождавшаяся горообразованием, была очень сложной: блоки перемещались в разное время с различной скоростью и, по-видимому, в разных направлениях относительно друг друга. Наиболее интенсивные движения имели место в заключительные фазы герцинского цикла тектогенеза. При этом межблоковые пространства подвергались дополнительной деформации. В результате во фронтальных частях, обычно приуроченных к границам положительных и отрицательных структур предшествовавших этапов развития, происходило раздавливание разного рода — остаточных или новообразованных — осадочных прогибов и формировались столь характерные для Казахстана зоны *смятия* (Иртышская, Калба-Чингизская, Акчатауская, Спасская, Успенская и многие менее крупные), содержащие фрагменты надвиговых чешуй и разнопорядковых складок пластического течения и скальвания нескольких генераций. Менее мощные зоны смятия со структурным рисунком сдвигового

типа возникали вдоль боковых ограничений блоков¹. В тыловых участках получали развитие компенсационные раздвиговые зоны, выполненные нередко вулканогенным материалом [Суворов, 1968].

Горизонтальные движения, как показали исследования последних лет, были широко распространены и в более древние тектонические эпохи, особенно на переходной стадии развития различных районов. Их следы фрагментарно сохранились в виде останцов *доскладчатых шарьяжей*, закартированных пока в пределах каледонид Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория (главная складчатость приходится на самый конец силура) и среди герцинских структур Зайсанской складчатой системы (главная фаза — на рубеже раннего и среднего карбона). Особенности внутреннего строения этих покровов и соотношения их с окружающими комплексами свидетельствуют о больших масштабах тектонического перекрытия, длительности и сложности происходивших движений.

Наиболее ранним по времени образования является Центральнo-Чингизский покров, залегающий по северо-восточной окраине одноименной тектонической зоны (см. рис. 7). Изученная его часть (хребет Кан-Чингиз, горы Зербкызыл — Караадыр, северо-восточные склоны хребта Чингизтау) имеет длину свыше 150, а ширину до 25—30 км. Она вытянута согласно генеральному простиранию пликативных и разрывных структур в северо-западном направлении и несколько наискось рассечена Чингизским правым сдвигом, заложившимся в девоне, а также системой оперяющих и сопровождающих его разломов. Крупные останцы покрова находятся значительно северо-западнее (южные склоны хребта Муржик) и юго-восточнее (район г. Аягуза).

Центральнo-Чингизский покров сложен мощной (до 4—5 км) островодужной ассоциацией пород, представленной двумя примерно разновозрастными вулканогенными формациями. Одна из них относится к непрерывно дифференцированной серии, состав вулканитов которой сложно меняется от андезито-базальтового до липаритового с преобладающей ролью андезитов (торткудукская серия $E_2^3-O_1t$, сарышокинская свита O_1a); разрез надстраивается карбонатно-кремнисто-терригенной толщей (найманская свита $O_1a_2-O_2l_1$). Другая формация — слабо дифференцированная, андезит-андезито-базальтового состава. По стратиграфическому объему она равна верхней части торткудукской серии и почти всей сарышокинской свите. Вулканогенные толщи прорываются интрузиями раннеордовикского гранодиорит-плагиогранитного комплекса.

¹ Близких взглядов на общую схему деформационных структур Казахстана придерживаются Е. И. Паталаха и др. [1980], которые выделяют межблоковую шовную складчатость, сопряженную с крутопадающими разломами и с наклонными разломами типа надвигов и взбросов.

Тектонический покров на всем протяжении подстилается олистостромовым комплексом видимой мощностью 1,5–2 км. Отличительная особенность этого комплекса — присутствие внутри него «запечатанных» останцов более древнего конседиментационного шарьяжа, сложенных фрагментами карбонатно-спилитовой формации (аналоги балкыбекской свиты E_1), осадочно-вулканогенной формации андезит-дацит-липаритового состава (зербкызыльская свита E_{2am} с рвушими телами гранитоидов натрового ряда и туффито-известково-кремнистой формации (E_{2am_2-m}). Площадь таких останцов местами достигает 50 км² и более; наблюдаемая нижняя граница (горы Зербкызыл) отчетливо тектоническая, а верхняя — повсеместно стратиграфическая, часто с «карманами» вышележащих осадков и другими признаками размыва. Внутреннее строение — сложночешуйчатое, породы нередко находятся в перевернутом залегании, а чешуи прослоены гравийно-галечными микститами, в том числе офиолитокластовыми. Среди многочисленных, разнообразных по размеру и форме включений олистострома присутствуют практически все типы пород и различные комплексы фауны из отмеченных останцов, а также из верхнего аллохтона; вверху олистострома чаще встречаются включения из последнего, вплоть до найманских известняков с фауной O_{1-2} .

Аллохтон в целом имеет синформное строение и состоит из серии смятых в складки второго порядка тектонических пластин с налеганием более древних частей разреза на более молодые. Подошва аллохтона обнажается во многих местах, особенно хорошо по его юго-западному краю к югу и юго-востоку от Сарышожинского позднепалеозойского интрузивного массива, вдоль левого берега р. Кольденен и в междуречье Кольденен — Мукур. Здесь она погружается в северных румбах под углами 50—70° в целом субсогласно с падением толщ в обоих крыльях. По северо-восточному краю, как это видно в районе к югу от гор Зербкызыл, подошва довольно круто наклонена в южных направлениях. Граница между аллохтоном и подстилающим комплексом выражена маломощной, обычно менее 1 м, зоной милонитов и сопровождается полосой повышенного брекчирования пород; приразломное рассланцевание крайне незначительно. В основании покрова часто залегают будинированные и растащенные на тектонические линзы пласты разновозрастных известняков. На северо-западе, в бассейне р. Шаган, юго-западный край покрова трансгрессивно перекрыт флишоидной серией, сформировавшейся в течение лландейло — раннего карадока (бестамакская и саргалдакская свиты).

Надвигание Центрально-Чингизского покрова происходило этапами в северо-восточном направлении, синхронно с олистострообразованием; возраст олистостромового комплекса омолаживается в том же направлении. Так, в горах Зербкызыл, несколько северо-восточнее главной синформы шарьяжа, на мелких его останцах и подстилающем олистостроме резко несо-

гласно залегают пестрая осадочно-вулканогенная толща среднего состава, относящаяся к абаевской свите (O_2I_2-II). Самый молодой возраст ($O_{1a_2}-O_{2I_1}$) пород аллохтона и включений среди хаотической ассоциации Центрально-Чингизской зоны однозначно определяет время первого этапа шарьирования — середина лланвирна. В районе, расположенном юго-западнее гор Доненжал, уже в пределах соседней к северо-востоку Чунайской зоны, фаунистически документированные останцы шарьяжа находятся внутри флишоидно-олистоостромовой толщи нижнего карадока. Таким образом, заключительный этап шарьирования приходится на конец среднего ордовика. Суммарная амплитуда перекрытия составляет по крайней мере несколько десятков километров.

На рубеже среднего и позднего ордовика направление шарьирования в Чингиз-Тарбагатайском регионе меняется одновременно с инверсией полярности островодужной системы (см. с. 61). Движение масс горных пород происходит в сторону Джунгаро-Балхашской провинции и сопровождается тектоническим скупиванием прежде всего по юго-западному краю каледонид, где возникают ряд покровов (Акчатауский, Балкыбекский, или Жауыртагинский, Токайский и др.) и новые олистоостромовые комплексы (O_3-S_1), возраст которых постепенно омолаживается от Абралинской к Акбастауской зоне. Со временем в тыловых участках (Абралинская зона) развивается цепочка деструктивных впадин, заполняющихся продуктами основного вулканизма (жумакская и тюлькулинская свиты $S_{1,2}^3-w$). Впоследствии на границе каледонид и герцинид формируется серия сближенных зон смятия, вергентных к юго-западу. Они затушевывают многие черты покровного строения, сохранившиеся лишь за их пределами в Токайском тектоническом покрове.

Токайский покров обнажен на небольшом участке в горах Токай северо-западного Предчингизья, на стыке Абралинской и Акбастауской структурно-формационных зон. Он состоит из двух пакетов пластин, которые приобрели довольно крутое залегание уже в процессе последующей складчатости (рис. 13). В верхнем пакете отдельные пластины, выделяющиеся в рельефе обычно в виде гряд, сложены преимущественно красноокрашенными яшмами и яшмокварцитами, среди которых присутствуют линзы и прослои кремнистых туфопелитов и кремнеобломочных пород. Эта толща, судя по возрасту остатков радиолярий и микропроблематики (определения Б. Б. Назарова), относится к ушкызыльской туффито-яшмовой свите (E_3-O_1), изученной в более юго-восточных районах. Другие пластины представлены разными фрагментами некогда единой яшмово-спилит-диабазовой толщи, образовавшейся, по всей видимости, несколько раньше ($E_{1-2}?$). В 4—5 км к северу от основного поля Токайского покрова среди базальтоидов низов разреза вскрывается полоса серпентинитового мономиктового меланжа.

Нижний тектонический пакет сложен в основании формацион-

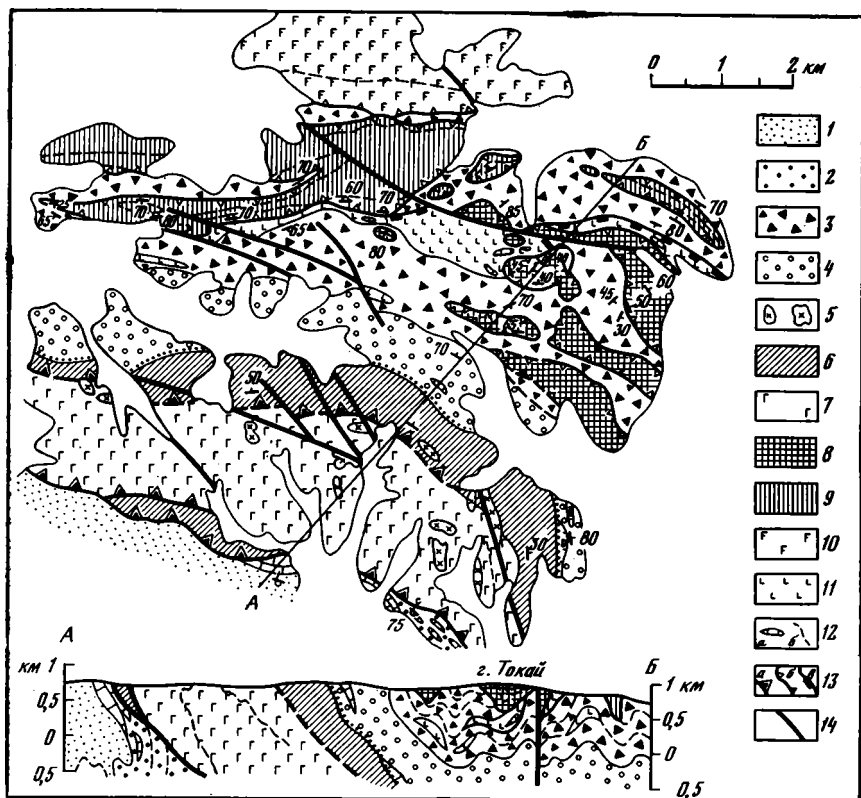


Рис. 13. Геологическая схема района гор Токай (северо-западное Предчингизье). Составил С. Г. Самыгин с использованием данных Р. М. Антоюка
 1—2 — параавтохтон: 1 — зеленоцветные флишюиды ($Si_{1,2-3}$), 2 — пестроцветные песчаники, известняки ($Si_{1,2-1,2}$); 3—7 — нижний аллохтонный комплекс: 3 — красноцветный олистостром (O_{2a_2}), 4 — зеленоцветная грубообломочная толща ($O_{2c_3-a_1}$), 5 — диорит-порфиры, гранодиорит- и плагногранит-порфиры, 6 — кремнистые породы с горизонтами основных лав (O_{2c_3-3}), 7 — основные вулканиты ($O_{2c_1-O_{2c_2}?$); 8—10 — верхний аллохтонный комплекс, толщи: 8 — туффито-яшмовая (E_3-O_1), 9 — яшмово-спилитовая ($E_2?$), 10 — спилит-диабазовая ($Si_{1-2}?$); 11 — тектонические останцы внутри олистострома: основные лавы, линзы онколитовых известняков (e_1); 12 — маркирующие горизонты: а — известняков, б — других пород, главным образом кремнистых; 13 — границы тектонических покровов: а — послеландоверийских, б — образовавшихся в самом начале силура, в — позднеашгилльских; 14 — прочие разломы

но близким комплексом более молодого возраста, аналогичным кремнисто-базальтоидному комплексу (O_{2-3}) гор Кызылкаин юго-западного Предчингизья. Отдельные пластины внутри этого комплекса расслоены динамосланцами. На нем с разрывом, но в целом согласно залегает зеленоцветная толща гравелитов, конгломерато-брекчий и грубозернистых песчаников, состоящая из обломков пород нижележащего разреза, а также плагногранитоидов; вблизи ее основания встречаются тела органогенных

известняков О₃. Эту толщу сменяет стратифицированная осадочная ассоциация олистостромового типа, характерная для верхнего (?) ашгиллия Предчингизья. Матриком служат красноцветные аргиллиты, нередко кремнистые и содержащие, особенно вверху, прослой глинистых яшм, а также разнообломочные микститы, местами имеющие тиллитовидный облик. Обломочный материал и олистолиты (приуроченные к определенным горизонтам более или менее изометричные глыбы, разной протяженности обрывки пластов) представлены всем набором пород с преобладанием яшмоидов верхнего аллохтона. Кроме того, внутри олистострома встречаются крупные пластины с фрагментами разреза балкыбекской свиты E_1 (вулканиты основного состава, линзы онколитовых известняков), больше нигде поблизости не известные.

Токайский покров надвинут на терригенную флишеподобную толщу лландовери с пластами и линзами известняков и пачками красноцветов, находящуюся в опрокинутом залегании и падающую под покров (см. рис. 13). Шарьирование началось, очевидно, гораздо севернее и в конце ашгиллия сопровождалось образованием олистостромовых горизонтов. Верхний пакет аллохтонных пластин сформировался, по-видимому, в самом начале лландовери, когда во многих районах Акбастауской и Акчатауской зон произошел кратковременный перерыв в осадконакоплении [Самыгин, 1974]. Совместно с нижним аллохтоном он был надвинут дальше на юг (юго-запад?) уже после отложения лландоверийских толщ. С этим этапом было связано появление в конце лландовери — венлоке фронтальных (по отношению к шарьированию) грубообломочных разрезов и тыловых вулканотектонических впадин деструктивного типа.

В Зайсанской складчатой системе герцинид шарьирование также имело многоэтапный характер и происходило в южном или юго-западном направлениях, в сторону каледонид Чингиза — Тарбагатай. Одним из наиболее представительных и хорошо обнаженных доскладчатых тектонических покровов является Карбогинский [Самыгин, 1982].

Карбогинский покров находится в краевой юго-западной части Зайсанской системы недалеко от границы с КНР, где слагает одноименную структурно-формационную зону. Его протяженность около 80 км, максимальная ширина 20—21 км. Юго-западная граница дугообразная, с северо-востока покров оборван молодым прямолинейным разломом, по которому хребет Западный Тарбагатай сочленяется с альпийской впадиной оз. Зайсан. Возможно, что продолжение покрова смещено вдоль этого разлома по правилу правого сдвига к юго-востоку.

Карбогинский покров залегает на мощных осадочных толщах Сарсазанской зоны, которая представляла собой в общем компенсированный прогиб, развивавшийся в течение живета — раннего визе на каледонском складчатом основании рядом с недавно возникшим (первая половина девона) континентальным массивом.

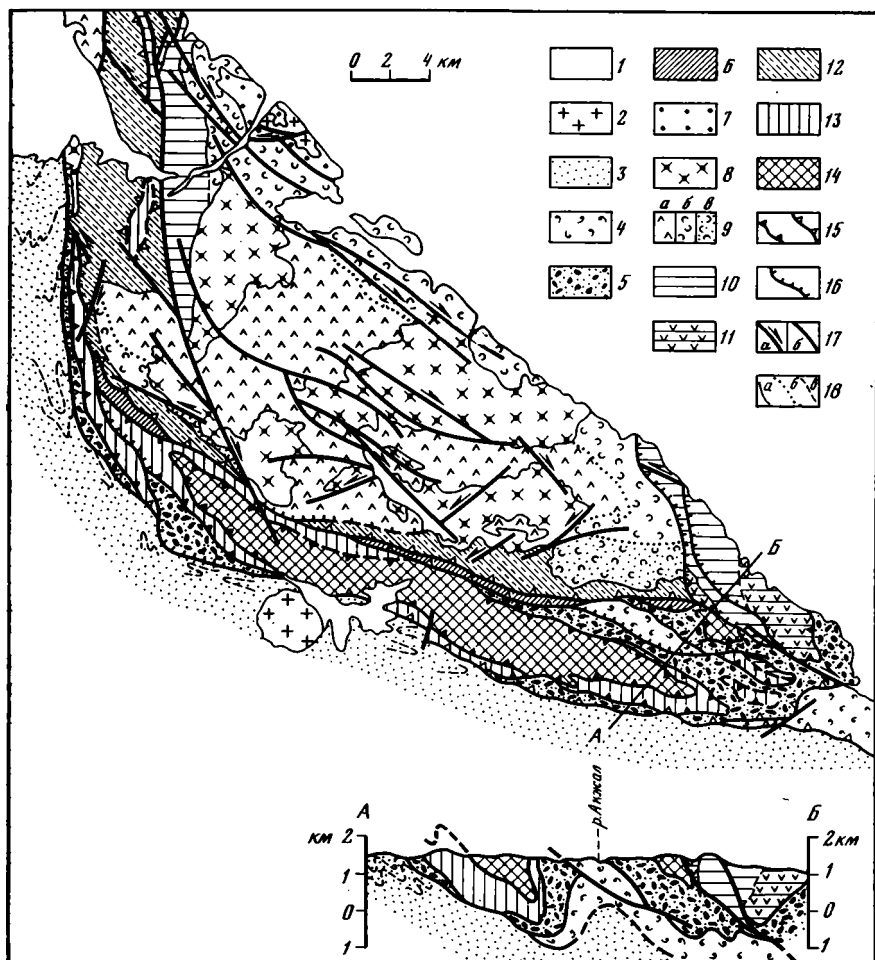


Рис. 14. Геологическая схема Карбогинского покрова (северо-восточный склон хребта Тарбагатай) [Самыгин, 1982]

1 — кайнозойские отложения; 2 — позднеорогенные граниты (PZ₃); 3 — автохтонный комплекс: кремнисто-глинисто-терригенные флишюфы (D_{3f}, C_{1t-v1}); 4 — нижний аллохтонный комплекс: туффиито-карбонатно-терригенная толща (D_{3f}); 5–6 — средний аллохтонный комплекс, олистостромы: 5 — мелководный (D_{2f}), 6 — глубоководный (D_{2?}); 7–14 — верхний аллохтонный комплекс: 7 — терригенно-кремнисто-глинистая толща с оползневыми горизонтами (D_{2gv}–D_{2f}), 8 — гранитоиды (D_{2?}), 9 — серии (D_{1c}–D₂): а — наземная эффузивно-пирокластическая, б — прибрежная эффузивно-тефroidная, в — морская тефroidная, 10 — кремнисто-туффиито-терригенная толща с известняками (S₂–D₁¹), 11 — андезит-андезито-базальтовая серия (S_{1-2?}), 12 — базальт-андезит-дацит-липаритовая серия (S₁–D₁¹), 13 — базальт-андезито-базальтовая серия (O₃–S₁¹), 14 — туффиито-яшмовая и яшмово-спилит-диабазовая толщи (O); 15 — границы шарьяжных пластин разной генерации; 16 — чешуйчатые надвиги; 17 — сдвиги (а) и прочие разломы (б); 18 — интрузивные и стратиграфические контакты (а), фациальные границы (б), простираения отдельных горизонтов (в)

Внутреннее строение покрова весьма сложное (рис. 14). Он состоит из нескольких аллохтонных комплексов, которые смяты в линейные или менее напряженные складки и дополнительно расчешуены. Все эти комплексы чужды разрезу Сарсазанской зоны.

К верхнему аллохтону относятся два пакета пластин. Один из них сложен яшмово-спилит-диабазовой толщей ордовика (верхняя пластина), вулканитами и тефроидами слабо дифференцированной базальт-андезито-базальтовой серии $O_3-S_1^1$ (нижняя пластина). Среди тектонических пластин и чешуй другого пакета распространены два разновозрастных, но формационно различных разреза. Более северо-восточная система чешуй — осадочно-вулканогенная слабо дифференцированная серия пород андезит-андезито-базальтового состава (S_{1-27}), выше которой, частично замещающая вкрест простираения к западу, залегает пестроцветная кремнисто-туффито-терригенная толща с линзами и протяженными горизонтами известняков ($S_2-D_1^1$). На северо-западе к внутренним продольным срывам в этой толще приурочены линейно вытянутые небольшие ($10-40 \times 150-300$ м) протрузии серпентинитов с глыбами меланократовых габбро офиолитовой ассоциации. В сложении юго-западной системы чешуй принимают участие вулканиты непрерывно дифференцированной базальт-андезит-дацит-липаритовой серии и связанные с ними осадки ($S_1-D_1^1$).

Второй пакет пластин и чешуй сформировался в основном где-то на рубеже силура и девона. Он со структурным несогласием перекрыт островодужной ассоциацией пород ($D_{1c}-D_2$), в которой выделяются три мощные толщи, накопившиеся одновременно [Котова, 1972]: наземная эффузивно-пирокластическая, прибрежная эффузивно-тефроидная и морская тефроидная. С полями вулканогенных пород пространственно тесно связаны многофазные массивы гранитоидов ($D_2?$). На толще, образовавшейся в прибрежно-мелководных условиях, трансгрессивно залегает терригенно-кремнисто-глинистый разрез с оползневыми горизонтами ($D_{2gv}-D_{3f}$).

Средний аллохтонный комплекс Карбогинского покрова состоит из двух перемятых самостоятельных пластин (см. рис. 14), сложенных хаотической ассоциацией пород разного возраста. Более верхняя фрагментарно сохранившаяся пластина представлена олистостромом, накопившимся в относительно глубоководной обстановке почти синхронно с островодужными толщами $D_{1c}-D_2$. Среди олистолитов встречаются практически все породы из залегающей непосредственно выше осадочно-вулканогенной непрерывно дифференцированной серии силура, а также офиолиты (серпентиниты, различные габбро, габбро-амфиболиты, габбро-диабазы), находящиеся, по-видимому, в виде меланжа в основании верхнего аллохтона и местами протрудирующие до его кровли. Таким образом, время формирования этого олистострома определяет время нового этапа шарьирования.

Олистостром нижней пластины имеет франкий возраст и свидетельствует о следующем этапе покровообразования. Среди включений присутствуют почти все разновидности пород, отмеченных ранее: осадочно-вулканогенных непрерывно и слабо дифференцированных серий силура; яшмово-спилит-диабазовой толщи ордовика; представители офиолитовой ассоциации; офиолито-кlastовые осадки, встречающиеся в более древнем олистостроме. В заметном количестве отсутствуют лишь обломки ниже-среднедевонских вулканогенных толщ, которые во франском веке находились, очевидно, вне сферы размыва и тектонического разрушения.

Нижний аллохтонный комплекс вскрывается из-под среднего в тектонических окнах на юго-восточном окончании покрова, где сложен франской карбонатно-глинисто-терригенной толщей, лишенной олистостромовых горизонтов. Ее прорывают многочисленные мелкие тела гранитного, гранодиоритового, диоритового и более основного состава, а также дайки фельзитов и диабазов, относящиеся к раннекаменноугольному интрузивному комплексу. Часть из них внедрилась и в вышележащие пластины. Становление всего пакета произошло скорее всего в фаменское время.

Карбогинский покров подстилается глинисто-терригенными, частично кремнистыми осадками с элементами ритмичной слоистости первой половины нижнего карбона. Фациально очень близки к ним франские отложения, распространенные в Сарсазанской зоне и отличающиеся, таким образом, от одновозрастной толщи самой нижней пластины покрова, которая накопилась в более мелководных условиях, очевидно, за пределами этой зоны. Надвигание покрова, представлявшего уже сложный пакет пластин, на разрез Сарсазанского прогиба и последующее совместное смятие их произошло после раннего виве в предсреднекаменноугольную эпоху. Общая амплитуда шарьирования наиболее древних толщ составляет многие десятки километров [Самыгин, 1982].

Покровное строение характерно и для других зон Зайсанской складчатой системы. Так, несколько тектонических пластин выделяется в Чарской зоне [Полянский и др., 1979], занимающей осевое положение среди зайсанских герцинов. Эти пластины сложены полимиктовым серпентинитовым меланжем, фрагментами яшмово-спилит-диабазового ($O_2-S_1?$, D_{1-2}), карбонатно-кремнисто-терригенного ($S_1w_2-D_2$), карбонатного (S_2-C_1v) и кремнисто-вулканогенного островодужного типа ($D_3-C_1?$) разрезов. Пакет пластин был дислоцирован совместно с окружающими граувакково-флишоидными и олистостромовыми толщами (C_1v_{2-3-sp}) на рубеже раннего и среднего карбона или несколько позже. Следы доскладчатого шарьирования местами сохранились также на северо-востоке Зайсанской области, в частности вдоль границы между Иртышко-Курчумской и Калба-Нарымской структурно-формационными зонами, в пределах Иртышской

зоны смятия [Милеев и др., 1980; Козлов и др., 1980; Ротараш и др., 1982].

Приведенные примеры покровных структур не являются исключением. Для различных районов каледонид Центрального Казахстана целый ряд данных приводит В. Ф. Беспалов [1980]. Он указывает на широкое распространение тектонических останцов, сложенных комплексами меланократового основания и океанической стадии (офиолитовая ассоциация), которые налегают либо на комплексы переходной стадии (горы Агырек в Майкаин-Кызылтасской зоне, район между озером и станцией Бозшаколь в Бошекульской зоне), либо на комплекс континентального подножия (гряды Тюреджал по восточному краю гор Ерементау в Акдымской зоне), или непосредственно на докембрийские породы микроконтинента (гора Семизбугу у р. Оленты в Тиесской зоне, бассейны р. Селеты одноименной зоны, район к юго-востоку и югу от гор Ортау на Актау-Моинтинском массиве, Жельтавский и Бурунтавский массивы). Шарьирование, по мнению В. Ф. Беспалова, происходило в раннем кембрии и в предренигское время и имело громадную амплитуду.

Несмотря на дискуссионность вопросов, касающихся времени становления этих покровов (более вероятно, что они образовались значительно позже — не ранее среднего ордовика) и масштабов перекрытия, сами факты покровных соотношений имеют исключительно большое значение. Они свидетельствуют о тектоническом совмещении и перемешивании различных геологических комплексов во внутренних частях палеоокеанического сектора, а также о надвигании океанических комплексов и надстраивавших их преимущественно досреднеордовикских разрезов переходного типа на фрагменты древнего континентального геоблока. В процессе надвигания была, по-видимому, сорвана со своего основания и приобрела сложно-чешуйчатое строение большая часть комплексов континентального склона — подножия. Мы полагаем, что и Акдымская, и Атасуйская зоны, сложенные главным образом этими пограничными комплексами, равно как и досреднеордовикские толщи более восточной Тиесской зоны, находятся в настоящее время в аллохтонном залегании. Особенно далеко, наверное, были шарьированы в сторону палеоконтинентального сектора разрезы Атасуйской зоны и их аналоги в Западном Прибалхашье. Не исключено, что бывший край микроконтинента к северу от Актау-Моинтинского массива тектонически перекрыт меланжированными породами офиолитовой ассоциации Тектурмасской зоны. Известные в ее пределах несколько небольших блоков (до $0,3 \times 1$ км) кварцито-песчаников, сходных по составу с верхнерифейскими и вендскими обломочными кварцитами, являются, как считает Т. Н. Хераскова, тектоническими отторженцами сналического субстрата.

В свете изложенных данных, закономерно поставить вопрос о характере соотношений разнородных по своей палеоструктурной принадлежности формаций и их ассоциаций в некоторых

других районах. Так, совершенно неясно пока положение терригенно-кремнистых и вулканогенных толщ в обрамлении Ичкеольмесского выступа гнейсово-метаморфического цоколя. Здесь установлена следующая вертикальная последовательность [Бабичев и др., 1977а, б; Новикова и др., 1980; Спиридонов, 1980]: кремнисто-терригенная формация с единичными потоками спилитов вверх общей мощностью 350—700 м (ишкеольмесская свита E_1 ?) — яшмово-базальтовая (толеитовая) формация мощностью 250—400 м (сазинская свита E_2 ?), ассоциирующие с ней породы габбро-пироксенит-диабазового комплекса и альпинотипные гипербазиты (гарцбургиты) — туффито-яшмовая формация мощностью 300—450 м (ирадырская свита O_{1a}) — осадочно-вулканогенная дифференцированная базальт-трахибазальт-андезит-трахидацитовая формация мощностью до 500 м (нижняя часть аксуйской серии, или кызылкумейская свита, E_3) — кремнисто-терригенная формация мощностью 700—800 м (софиевская свита O_{1a_2} — O_{2l_1} ?); местами кызылкумейская свита залегает на урумбайской, нижняя часть которой представлена контрастной щелочной трахидацит-оливинбазальтовой формацией, а верхняя — кремнисто-терригенной (E_2 ?). Такая необычная последовательность дает все основания предполагать многократное сдваивание пород рифтогенной, океанической и переходной стадий, включая островодужные вулканы, а также склонового комплекса. Возможно, что весь этот пакет представляет собой крупный аллохтон на метаморфитах протерозоя. Разумеется, высказанные предположения нуждаются в дальнейшей проверке.

На значительные масштабы и широкое проявление горизонтальных перемещений к западу и юго-западу от Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория косвенно указывают встречающиеся во многих местах олистостромовые комплексы. Они присутствуют практически во всех зонах северо-западной части Бошекуль-Чингизской складчатой системы, в Селетинской, Жалаир-Найманской и Сарытумской зонах Кокчетав-Северо-Тань-Шаньской системы, в Северном Прибалхашье и в Джунгарии. Такие комплексы, по мнению большинства исследователей, фиксируют эпохи наиболее интенсивного тектонического скупивания и покрообразования. В Казахстане они получили распространение в основном в переходную стадию развития как каледонских, так и герцинских структур, чаще всего в заключительный этап формирования различных гранитно-метаморфических слоев.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

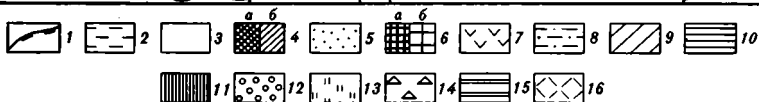
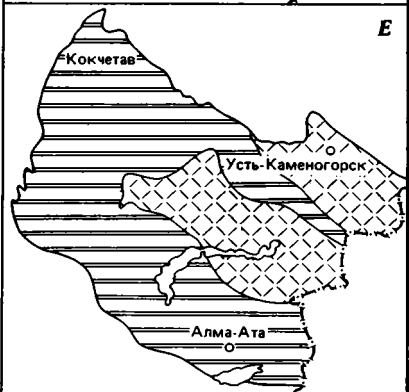
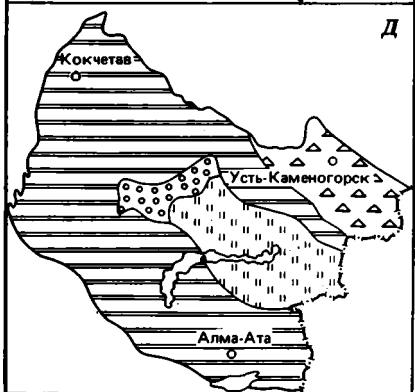
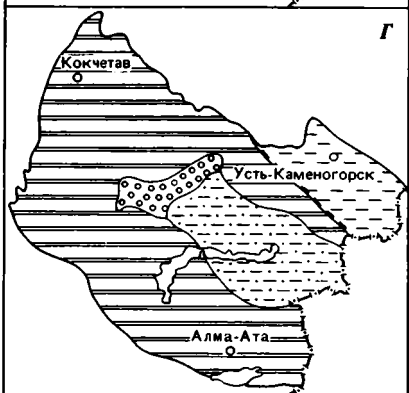
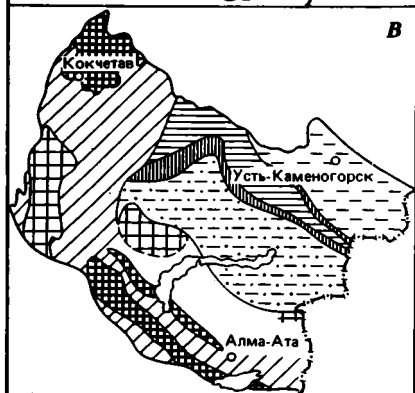
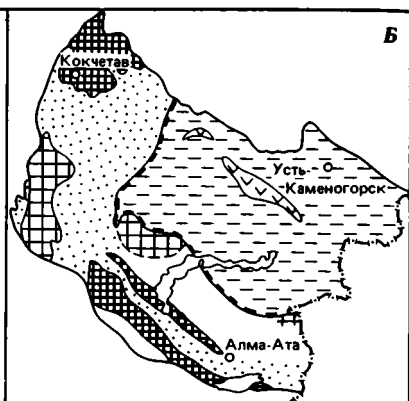
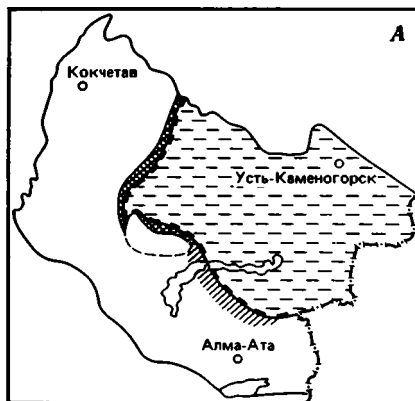
Одной из основных особенностей тектонического развития Восточного Казахстана являются длительность и растянутость во времени процесса формирования континентальной коры, который начался еще в докембрии, продолжался вплоть до конца палеозоя и развивался стадийно. На основании приведенного

выше фактического материала можно уверенно говорить о трех рубежах, с которыми на территории Казахстана связано появление более или менее крупных континентальных блоков — это конец рифея, девон и конец палеозоя.

Довендская история региона пока недостаточно ясна. Тем не менее можно предполагать, что на территории Казахстана в то время существовал океанический бассейн, о чем свидетельствуют встречающиеся среди меланжа глыбы, блоки и обрывки пластин меланократового фундамента, т. е. нижних, наиболее древних частей офиолитовой ассоциации. Они известны в Тектурмасской, Балхашской, Майқаин-Қызылтасской, Чарской зонах и во многих других местах. Видимо, наиболее обширная палеоокеаническая структура существовала на востоке региона (Джунгаро-Балхашская, Бошекуль-Чингизская и Зайсанская области), простираясь далее на территорию Алтае-Саянской области. На западе Казахстана уже в предрифейское время среди пространств с протоокеанической корой намечилось появление отдельных стабильных ядер, или массивов, с признаками «гранитного» слоя (районы Кокчетав, Бурунтау и Чу-Кендыктаса). В конце рифея эти изолированные ядра объединились в более крупный микроконтинент, на котором в отдельных внутренних впадинах и по краям произошло накопление кварцевых аренитов, имеющих облик платформенного чехла. Следовательно, с конца рифея в Казахстане устанавливается существование двух основных, несхожих друг с другом секторов, или геоблоков: Западного — континентального и Восточного, в пределах которого продолжает существовать бассейн океанического типа (рис. 15, а), представлявший, скорее всего, крупный залив Азиатского палеоокеана (наподобие современного Аравийского моря). Граница геоблоков намечается по выходам в основном более молодых формационных комплексов, которые мы параллелизуем с комплексами склона и подножия пассивных континентальных окраин. Дальнейшая история западной и восточной частей Казахстана также была существенно различна¹.

Западный геоблок в венде—кембрии подвергся раскалыванию и деструкции, причем процессами деструкции была охвачена значительная площадь (см. рис. 15, б). В результате рифтинга в пределах геоблока произошло обособление отдельных сиалических массивов, а в разделивших их прогибах вновь появились комплексы, характерные для океанической и переходной

¹ Необходимо отметить, что имеющийся в настоящее время фактический материал явно недостаточен для обоснованных палинспастических реконструкций. Пока весьма ограничены сведения о шарьяжах и покровных перекрытиях в пределах Казахстана, не хватает целенаправленно проведенных измерений остаточной намагниченности пород для разных блоков и пр. Поэтому реставрация первоначальных размеров и взаимоположения существовавших некогда структур может быть проведена лишь предположительно. На рис. 15 они показаны в тех районах и в пределах тех зон, где они находятся в настоящее время.



стадий (рис. 16, см. вкл.). Формирование нового гранитно-метаморфического слоя в таких зонах происходило относительно быстро и закончилось в основном к концу ордовика, но местами продолжалось и в силуре (например, в Жалаир-Найманской зоне).

Развитие Восточного геоблока шло однонаправленно и не прерывалось деструктивными явлениями регионального масштаба. Начиная со среднего кембрия здесь среди комплексов океанической стадии появляются вулканогенные формации, указывающие на начавшийся рост Бошекуль-Чингизской островодужной системы, продолжавшийся и в ордовике. Последняя отшнуровывает Джунгаро-Балхашский бассейн от Зайсанской океанической структуры, существовавшей восточнее. Джунгаро-Балхашский бассейн можно, по-видимому, рассматривать в качестве палеоаналога Карибского. Фациальная зональность на его территории в океаническую стадию была параллельна краю микроконтинента. Интенсивное тектоническое сгущивание в островодужной системе, резко усилившееся с конца кембрия, и последовательное смещение ее на северо-восток вызвали дополнительное растяжение океанического ложа в тыловых зонах и обновление их разрывов. В результате в раннем—среднем ордовике на разных участках Джунгаро-Балхашского отшнурованного окраинного бассейна снова появляется типично океанический комплекс (см. рис. 16, *в*). В позднем ордовике вместе со сменой полярности вулканической островной дуги (одна из возможных причин этого — столкновение с салаиридами, или участками становления гранитно-метаморфического слоя в конце кембрия, Алтае-Саянской области) начинается замыкание оказавшейся перед ее фронтом Джунгаро-Балхашской котловины. Одновременно позади островодужной системы расширяется Зайсанский бассейн, где образуются новые толщи океанической стадии (см. рис. 16, *г*). В начале силура в пределах дуги завершается формирование довольно мощного гранитно-метаморфического слоя, о чем свидетельствует появление нижних моласс и тесно связанных с ними вулканических комплексов. Во второй половине силура гранит-

Рис. 15. Палеотектонические схемы палеозойд Восточного Казахстана

Этапы развития: *а* — конец рифея — венд, *б* — конец кембрия, *в* — конец силура, *г* — конец девона, *д* — конец раннего — начало среднего карбона, *е* — конец позднего палеозоя
1 — граница континентального и океанического геоблоков; *2* — Восточный геоблок с корой океанического типа; *3* — Западный геоблок (микроконтинент); *4* — континентальный склон, сложенный кремнисто-карбонатно-терригенными формациями (*а*), то же, предполагаемое (*б*); *5* — участки микроконтинента, подвергшиеся деструкции; *6* — остаточные массивы с корой континентального типа, сформировавшиеся к началу позднего рифея (*а*) и в конце рифея (*б*); *7* — островодужная система; *8* — краевоморский бассейн; *9—14* — гранитно-метаморфические слои, сформировавшиеся: *9* — в конце ордовика, *10* — в начале силура, *11* — в конце силура, *12* — в конце девона, *13* — к концу раннего карбона, *14* — в начале среднего карбона; *15—16* — континентальная кора, сформировавшаяся: *15* — в девоне, *16* — в позднем палеозое

но-метаморфический слой значительно разрастается, окаймляя Бошекуль-Чингизскую область в виде своеобразного бордюра (см. рис. 15, в).

Таким образом, палеотектонические и палеогеографические обстановки на отрезок времени венд—силур для запада и востока Казахстана были различны. На востоке все структуры возникли и развивались на коре океанического типа, на западе же существовала достаточно пестрая картина. Наряду с фрагментами древней мощной континентальной коры здесь появились участки с океанической и утоненной континентальной корой. Очевидно, именно разнородностью субстрата объясняется различие формационных комплексов океанической и переходной стадий двух основных геоблоков. Хотя разрезы океанической стадии в целом характеризуются значительной выдержанностью, тем не менее слагающие их толщи латерально изменчивы. Так, основные вулканы запада по своим петрохимическим особенностям близки к группе щелочных оливиновых базальтов; формирование их происходило в микроокеаническом бассейне на утолщенном, по-видимому, «базальтовом» слое в близком соседстве с сиалическими массивами. На востоке среди базальтоидов повышенной щелочности появляются уже нормальные толеитовые базальты, которые характерны для участков новой сравнительно тонкой океанической коры гораздо более обширного бассейна, простиравшегося далеко на восток и юго-восток. Состав и строение формаций переходной стадии в пределах Западного и Восточного геоблоков также различны. На западе преобладающее развитие получают терригенные флишоидные комплексы, типичные для внутренних прогибов и морей. На востоке ведущая роль принадлежит вулканогенным и вулканогенно-осадочным комплексам островодужного типа.

Девонский период — важная веха в истории развития Казахстана, так как в это время вся территория Западного и часть Восточного геоблоков вступают в континентальную стадию развития. Об этом свидетельствуют мощные излияния субсеквентных вулканических кислого и среднего состава и внедрения комагматичных им калиевых гранитоидов, формирующих в совокупности девонский вулканический пояс, а также накопление верхней молассы. Вследствие этого Бошекуль-Чингизская область после каледонской складчатости как бы припаивается к Западному геоблоку и на всем этом пространстве, образующем громадную дугу, происходит становление новой континентальной коры — возникает крупный материк. В центральной части региона, в Джунгаро-Балхашской области, сохраняется остаточный бассейн типа краевого моря, постепенно заполняющийся преимущественно терригенными осадками. В позднем девоне на северо-западе последнего формируется гранитно-метаморфический слой, который причленяется к девонскому континенту (см. рис. 15, г). На месте Зайсанской области находится отмирающий океанический бассейн.

Закрытие остаточных бассейнов происходит постепенно и растягивается до конца палеозоя. На большей части территории Джунгаро-Балхашской области образуется более молодой гранитно-метаморфический слой, на что указывает появление там в конце раннего карбона вулканитов, связанных с нижней молассой. В среднем карбоне — перми возникновение зрелой континентальной коры фиксируется формированием позднепалеозойского вулканического пояса и внедрением калиевых гранитоидов нормального и щелочного ряда (см. рис. 15, *д, е*). Напомним, что строение девонского и позднепалеозойского вулканических поясов, накладывающихся на территорию как Западного, так и Восточного геоблоков, различно в этих их частях. Характерна также приуроченность преимущественно к западному сектору таких структур, как межгорные впадины. Следовательно, различия двух выделенных нами геоблоков проявляются также и в континентальную стадию, т. е. на протяжении всей истории развития палеозойид Казахстана.

На территории Зайсанской области замыкание морского бассейна происходит несколько позднее, чем в Джунгаро-Балхашской, и имеет иное формационное выражение. Становление гранитно-метаморфического слоя приходится здесь в основном на начало среднего карбона, что знаменуется накоплением нижних моласс соответствующего возраста. Они отличаются преимущественно осадочным происхождением и слабым проявлением вулканизма. Континентальная стадия начинается одновременно с ее началом в Джунгаро-Балхашской области. Существенно, что для последних этапов развития Зайсанской области мощный субсеквентный вулканизм, столь типичный в Джунгаро-Балхашской провинции, не характерен. Зато здесь происходили гораздо более интенсивные герцинские тектонические движения, выразившиеся в неоднократном шарьировании и скупивании различных структурно-формационных комплексов. Это сопровождалось образованием разновозрастных (вплоть до S_3) олистостромовых толщ и привело в конце концов к резкому сближению краев бывшей океанической плиты, остатки которой сохранились в основном лишь в Чарской зоне (сутуре).

Итак, к концу палеозоя вся территория Восточного Казахстана вступает в континентальную стадию развития (см. рис. 15, *е*). Однако следует еще раз подчеркнуть, что процесс становления коры был весьма сложным и происходил в три этапа — на малых площадях в рифее и на обширных пространствах в девоне и позднем палеозое. К тому же он протекал различно на западе и востоке региона. Западному геоблоку был присущ возвратно-поступательный характер трансформации коры океанического типа в континентальную, обусловленный процессами деструкции и тектонического растаскивания возникшего здесь в конце рифея микроконтинента. Для Восточного геоблока, формирование структур которого происходило на океаническом основании, характерно постепенное однонаправленное преобразова-

ние последнего. Оно началось с появления в разные интервалы времени отдельных участков гранитно-метаморфического слоя, затем объединившихся в более обширные области уже с повсеместно развитой моноклиновой континентальной корой двух возрастов.

Из сказанного становится очевидным, что одним из определяющих моментов в тектоническом развитии земной коры Казахстана является сочетание конструктивного и деструктивного процессов — особенность, которая характерна, вероятно, не только для данного региона, но и для других складчатых областей «мозаичного» типа. Важно, что деструктивные явления и явления растяжения в разной форме проявились как на начальных, так и на поздних этапах его эволюции. Так, в венде на территории Западного геоблока возник ряд рифтогенных структур, вызвавших появление новообразованных участков с корой океанического и переходного типов. Существование некоторых из них было кратковременным, многие же другие вновь были вовлечены в геосинклинальное развитие. Это привело к формированию новой континентальной коры. Таким образом, рифтинговые зоны — это структуры регионального плана, которые сыграли значительную роль в строении Западного геоблока и отразились на особенностях его палеогеографии.

Значительно меньший размах и значимость имеют зоны вторичного растяжения, возникшие на территории Казахстана в среднем и позднем палеозое. В это время не только в пределах Западного, но и Восточного геоблоков возникает система относительно мелких вулканических грабенов и грабенообразных впадин. Однако, в противоположность отмеченным ранее рифтогенным структурам высшего порядка, эти структурные формы, несмотря на повсеместность своего распространения, носят уже частный характер и связаны с локальными зонами вторичного растяжения, мало влияя на общий структурный план и палеогеографию региона. В целом же явления деструкции прослеживаются на протяжении всей истории развития земной коры Казахстана, то затухая, то проявляясь вновь. Но значимость их, интенсивность и площадное распространение во времени были различны.

Как следует из приведенного материала, территория казахстанских палеозоидов представляет довольно сложную мозаику фрагментов различных по морфологии, возрасту и особенностям эволюции палеоструктур, подавляющее большинство которых имеет современные аналоги среди океанических пространств, на континентах и в областях их сочленения разного типа. Выявление их былых размеров и первоначального местонахождения — дело будущего. В настоящее время можно утверждать, что ведущая роль в их возникновении и преобразовании принадлежала субгоризонтальным дифференцированным движениям земной коры, происходившим на разноглубинных уровнях. Следствием этих движений были явления раздвигания и тектоническое скупивание.

Раздвижение в целом преобладало на более ранних этапах развития как в пределах палеоконтинентального, так и палеоокеанического секторов (рифтогенная и океаническая стадии). Тектоническое скупивание, связанное с реализацией тангенциального сжатия, зарождалось на отдельных участках и постоянно усиливалось начиная с переходной стадии. В результате этого процесса усложняются и формационно изменяются ранее существовавшие зоны, кора переходного типа расчленяется на серию тектонических блоков и пластин, надвигающихся друг на друга. Их многократное сдвигание и смятие раньше всего происходят в островодужных системах, приводя к утолщению коры и сопровождая становление наиболее ранних гранитно-метаморфических слоев палеоокеанического сектора, а также на площади новообразованных бассейнов в палеоконтинентальном секторе (здесь этому способствовала относительная близость древних континентальных масс). Шарьирование вызывает появление олистостромовых комплексов. В отличие от линейных складчатых областей, таких, как Урал или Тянь-Шань, где олистостромовые комплексы обычно формируются после островодужных [Тектоника..., 1977, 1980], в Казахстане они образуются практически синхронно, не один раз перемежаясь в разрезах некоторых зон (например, на Чингизе).

Тектоническое скупивание (складчатость, покровообразование) со временем охватывает все более обширные площади, в том числе постепенно сокращающиеся, вплоть до полного замыкания, остаточные бассейны (Джунгаро-Балхашский, Зайсанский), сохранившие местами в основании субокеаническую кору. В конечном итоге прогрессирующее сжатие приводит к стягиванию участков с разновозрастными гранитно-метаморфическими слоями и древней континентальной корой в сплошной континентальный панцирь. Это вызывает дополнительное смятие и раздавливание отдельных структурных форм и возникновение частных (компенсационных по отношению к зонам сжатия) структур вторичного растяжения, которые обычно заполняются вулканическими сериями базальтового и андезито-базальтового состава с субщелочным уклоном.

Обрисованные закономерности структурной и вещественной эволюции земной коры Восточного Казахстана могут иметь большое значение для дальнейших металлогенических исследований на его территории. Мы убеждены, что палеотектонические и палинспастические реконструкции, базирующиеся на правильном понимании роли горизонтальных перемещений в истории развития этого столь важного в сырьевом отношении региона, будут способствовать новым прогнозам и успешному поиску полезных ископаемых.

- Азбель К. А.* Геология, метасоматиты и оруденение верхнего палеозоя Южной Джунгарии: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Алма-Ата, 1969, 25 с.
- Азбель К. А., Борукаева М. Р., Ковалевский А. Ф., Стеркин В. Д.* Основные черты орогенного магматизма Прибалхашско-Илийского вулканического пояса (на примере Северо-Восточного Прибалхашья и Южной Джунгарии).— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана. Алма-Ата, 1971, вып. 4(20), с. 12—33.
- Азбель К. А., Борукаева М. Р., Ляпичев Г. Ф. и др.* Природа, тектоно-магматические и минералогические особенности эволюции краевых вулканических поясов.— В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М.: Наука, 1973, с. 101—115.
- Аксаментова Н. В.* Девонский магматизм северо-восточной части Центрального Казахстана: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Алма-Ата, 1968, 28 с.
- Аксаментова Н. В.* Геохимические особенности и генезис орогенных девонских вулканических серий северо-востока Центрального Казахстана.— Сов. геол., 1970, № 11, с. 57—75.
- Аксаментова Н. В.* Геолого-геохимические особенности и генезис девонского щелочного гранито-липаритового комплекса северо-западного Предчигизья (Центральный Казахстан).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 6, с. 24—38.
- Аксаментова Н. В., Антонюк Р. М., Подольский А. М.* Девонская вулканоплутоническая формация северо-западного Предчигизья.— Алма-Ата: Наука, 1966, с. 52—67. (Тр. / ИГН АН КазССР; Т. 18).
- Александрова М. И., Пупышев Н. А., Сизова Е. Н.* Среднепалеозойские осадочные и вулканогенно-осадочные формации Центрального Казахстана. Л.: Недра, 1974. 224 с.
- Антонюк Р. М.* Океаническая кора эвгеосинклинальной области востока Центрального Казахстана.— В кн.: Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М.: Наука, 1974, с. 67—74.
- Антонюк Р. М., Глухан И. В., Климахина З. А.* Раннегеосинклинальные магматические формации палеозойд Центрального Казахстана.— Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1976, № 4, с. 81—85.
- Антонюк Р. М., Ляпичев Г. Ф., Маркова Н. Г. и др.* Структуры и эволюция земной коры Центрального Казахстана.— Геотектоника, 1977, № 5, с. 71—82.
- Антонюк Р. М., Ляпичев Г. Ф., Маркова Н. Г. и др.* Деструктивные зоны палеозойд Центрального Казахстана.— В кн.: Тектоника территории СССР. М.: Наука, 1979, с. 111—127.
- Архангельский А. Д., Шатский Н. С.* Схема тектоники территории СССР.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1933, т. 11(1), с. 323—348.
- Афоничев Н. А.* Формационный анализ и геолого-структурное районирование.— В кн.: Геология и металлогения Джунгарского Ала-Тау. Алма-Ата: Наука, 1966, с. 50—61.
- Бабичев Е. А., Богоявленская И. А., Булыго Л. В. и др.* О природе границ Кокчетавского докембрийского массива (Центральный Казахстан).— Вест. МГУ. Сер. геол., 1968, № 1, с. 76—91.
- Бабичев Е. А., Борисенко В. И., Великовская Э. М. и др.* Геологическое строение и история развития Степнякского синклиория.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана. М.: Наука, 1977а, с. 220—241.
- Бабичев Е. А., Борисенко В. И., Великовская Э. М. и др.* Раннегеосинклинальные кремнисто-терригенные и вулканогенные комплексы каледонского этапа развития Центрального Казахстана.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана. М.: Наука, 1977б, с. 91—115.
- Бандалетов С. М.* Силур Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1969. 149 с.
- Бахтеев М. К.* Особенности заключительного орогенного этапа геосинклиналь-

- ного развития герцинид северо-западного Прибалхашья (Центральный Казахстан): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1967. 21 с.
- Бахтеев М. К., Мартынова М. В., Щербакова М. Н.* Фаменские и нижнекаменноугольные отложения Северного Прибалхашья.— В кн.: Материалы по геологии Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1971, т. 10, с. 356—378.
- Белюсов В. Ф.* Проблемы анализа эффузивных формаций. Новосибирск: Наука, 1976. 330 с.
- Беспалов В. Ф.* Герцинский магматизм Центрального Казахстана.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.: Геолтехиздат, 1960, с. 60—80.
- Беспалов В. Ф.* Тектонические покровы в Центральном Казахстане.— Докл. АН СССР, 1976, т. 207, № 3, с. 676—679.
- Беспалов В. Ф.* Система тектонических покровов Казахстана.— Геотектоника, 1980, № 2, с. 78—94.
- Богданов А. А.* Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1959, т. 36, вып. 1, с. 3—38.
- Богданов А. А.* Тектоническое районирование палеозойд Центрального Казахстана и Тянь-Шаня.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1965, т. 40, вып. 5, с. 3—38; вып. 6, с. 8—42.
- Богданов А. А., Зайцев Ю. А., Мазарович О. А.* и др. Тектоническое районирование палеозойского массива Центрального Казахстана.— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1963, № 5; с. 8—20.
- Борсук Б. И.* Значение каледонской орогении в формировании геологических структур Центрального и Южного Казахстана.— В кн.: Основные идеи Н. Г. Кассина в геологии Казахстана. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1960, с. 294—309.
- Борукбаев Р. А.* История тектонического развития Чингизской геантиклинальной зоны (Центральный Казахстан).— Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1961, вып. 3(44), с. 33—60.
- Вишневская И. И.* Геология и петрология докембрийских образований Атасу-Моинтинского водораздела (Центральный Казахстан): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1958. 20 с.
- Вознесенский В. Д.* Стратиграфия допалеозойских и нижнепалеозойских отложений Атасу-Моинтинского водораздела.— В кн.: Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня. М.: Изд-во МГУ, 1971а, с. 85—89.
- Вознесенский В. Д.* Тектоника Кызылтау-Агадырского района (Центральный Казахстан): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Л., 1971б. 28 с.
- Войтович В. С.* Природа Джунгарского глубинного разлома М.: Наука, 1969. 190 с. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 183).
- Гвоздик Н. И.* Некоторые результаты литологического изучения протерозойских сланцево-кварцитовых толщ Актау-Моинтинского антиклинория.— В кн.: Материалы по геологии Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1980, т. 19, кн. 1, с. 41—55.
- Геологическая карта Казахской ССР. Масштаб 1 : 500 000. Серия восточноказахстанская. Объяснительная записка. Алма-Ата, 1979. 182 с.
- Геология и металлогения Сарыгумской зоны (Западное Прибалхашье). Алма-Ата: Недра, 1976. 160 с.
- Геология и металлогения Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория. Алма-Ата: Наука, 1977. 158 с.
- Геология Карагандинского угольного бассейна. М.: Недра, 1972. 416 с.
- Геология СССР. Т. 41. Восточный Казахстан. Кн. 1. М.: Недра, 1967. 471 с.
- Геология СССР. Т. 40. Южный Казахстан. Кн. 1. М.: Недра, 1971. 531 с.
- Геология СССР. Т. 20. Центральный Казахстан. Кн. 1, 2. М.: Недра, 1972. 532 с.; 380 с.
- Геология Чингизской геантиклинорной зоны (Центральный Казахстан). Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1962. 167 с. (Тр. / ИГН АН КазССР; Т. 5).
- Голубовская Т. Н.* Литология и условия образования каменноугольных и нижнепермских отложений западной части Центрального Казахстана: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1972. 21 с.

ЛИТЕРАТУРА

- Азбель К. А.* Геология, метасоматиты и оруденение верхнего палеозоя Южной Джунгарии: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Алма-Ата, 1969. 25 с.
- Азбель К. А., Борукаева М. Р., Ковалевский А. Ф., Стеркин В. Д.* Основные черты орогенного магматизма Прибалхашско-Илийского вулканического пояса (на примере Северо-Восточного Прибалхашья и Южной Джунгарии).— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана. Алма-Ата, 1971, вып. 4(20), с. 12—33.
- Азбель К. А., Борукаева М. Р., Ляпичев Г. Ф. и др.* Природа, тектоно-магматические и минералогические особенности эволюции краевых вулканических поясов.— В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М.: Наука, 1973, с. 101—115.
- Аксаментова Н. В.* Девонский магматизм северо-восточной части Центрального Казахстана: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Алма-Ата, 1968. 28 с.
- Аксаментова Н. В.* Геохимические особенности и генезис орогенных девонских вулканических серий северо-востока Центрального Казахстана.— Сов. геол., 1970, № 11, с. 57—75.
- Аксаментова Н. В.* Геолого-геохимические особенности и генезис девонского щелочного гранито-диоритового комплекса северо-западного Предчиргизья (Центральный Казахстан).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 6, с. 24—38.
- Аксаментова Н. В., Антонюк Р. М., Подольский А. М.* Девонская вулканоплутоническая формация северо-западного Предчиргизья.— Алма-Ата: Наука, 1966, с. 52—67. (Тр. / ИГН АН КазССР; Т. 18).
- Александрова М. И., Путьшев Н. А., Сизова Е. Н.* Среднепалеозойские осадочные и вулканогенно-осадочные формации Центрального Казахстана. Л.: Недра, 1974. 224 с.
- Антонюк Р. М.* Океаническая кора эвгеосинклинальной области востока Центрального Казахстана.— В кн.: Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М.: Наука, 1974, с. 67—74.
- Антонюк Р. М., Глухан И. В., Климахина З. А.* Раннегеосинклинальные магматические формации палеозой Центрального Казахстана.— Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1976, № 4, с. 81—85.
- Антонюк Р. М., Ляпичев Г. Ф., Маркова Н. Г. и др.* Структуры и эволюция земной коры Центрального Казахстана.— Геотектоника, 1977, № 5, с. 71—82.
- Антонюк Р. М., Ляпичев Г. Ф., Маркова Н. Г. и др.* Деструктивные зоны палеозой Центрального Казахстана.— В кн.: Тектоника территории СССР. М.: Наука, 1979, с. 111—127.
- Архангельский А. Д., Шатский Н. С.* Схема тектоники территории СССР.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1933, т. 11(1), с. 323—348.
- Афоничев Н. А.* Формационный анализ и геолого-структурное районирование.— В кн.: Геология и металлогения Джунгарского Ала-Тау. Алма-Ата: Наука, 1966, с. 50—61.
- Бабичев Е. А., Богоявленская И. А., Булыго Л. В. и др.* О природе границ Кокчетавского докембрийского массива (Центральный Казахстан).— Вест. МГУ. Сер. геол., 1968, № 1, с. 76—91.
- Бабичев Е. А., Борисенко В. И., Великовская Э. М. и др.* Геологическое строение и история развития Степнякского синклиория.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана. М.: Наука, 1977а, с. 220—241.
- Бабичев Е. А., Борисенко В. И., Великовская Э. М. и др.* Раннегеосинклинальные кремнисто-терригенные и вулканогенные комплексы каледонского этапа развития Центрального Казахстана.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана. М.: Наука, 1977б, с. 91—115.
- Бандалетов С. М.* Силур Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1969. 149 с.
- Бахтеев М. К.* Особенности заключительного орогенного этапа геосинклиналь-

- ного развития герцинид северо-западного Прибалхашья (Центральный Казахстан): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1967. 21 с.
- Бахтеев М. К., Мартынова М. В., Щербакова М. Н.* Фаменские и нижнекаменноугольные отложения Северного Прибалхашья.— В кн.: Материалы по геологии Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1971, т. 10, с. 356—378.
- Белоусов В. Ф.* Проблемы анализа эффузивных формаций. Новосибирск: Наука, 1976. 330 с.
- Беспалов В. Ф.* Герцинский магматизм Центрального Казахстана.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.: Геолтехиздат, 1960, с. 60—80.
- Беспалов В. Ф.* Тектонические покровы в Центральном Казахстане.— Докл. АН СССР, 1976, т. 207, № 3, с. 676—679.
- Беспалов В. Ф.* Система тектонических покровов Казахстана.— Геотектоника, 1980, № 2, с. 78—94.
- Богданов А. А.* Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1959, т. 36, вып. 1, с. 3—38.
- Богданов А. А.* Тектоническое районирование палеозойского Центрального Казахстана и Тянь-Шаня.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1965, т. 40, вып. 5, с. 3—38; вып. 6, с. 8—42.
- Богданов А. А., Зайцев Ю. А., Мазарович О. А.* и др. Тектоническое районирование палеозойского массива Центрального Казахстана.— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1963, № 5; с. 8—20.
- Борсук Б. И.* Значение каледонской орогении в формировании геологических структур Центрального и Южного Казахстана.— В кн.: Основные идеи Н. Г. Кассина в геологии Казахстана. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1960, с. 294—309.
- Борукаев Р. А.* История тектонического развития Чингизской геантиклинальной зоны (Центральный Казахстан).— Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1961, вып. 3(44), с. 33—60.
- Вишневская И. И.* Геология и петрология докембрийских образований Атасу-Моинтинского водораздела (Центральный Казахстан): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1958. 20 с.
- Вознесенский В. Д.* Стратиграфия допалеозойских и нижнепалеозойских отложений Атасу-Моинтинского водораздела.— В кн.: Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня. М.: Изд-во МГУ, 1971а, с. 85—89.
- Вознесенский В. Д.* Тектоника Кызылтау-Агадырского района (Центральный Казахстан): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Л., 1971б. 28 с.
- Войтович В. С.* Природа Джунгарского глубинного разлома М.: Наука, 1969. 190 с. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 183).
- Гвоздик Н. И.* Некоторые результаты литологического изучения протерозойских сланцево-кварцитовых толщ Актау-Моинтинского антиклинария.— В кн.: Материалы по геологии Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1980, т. 19, кн. 1, с. 41—55.
- Геологическая карта Казахской ССР. Масштаб 1 : 500 000. Серия восточноказахстанская. Объяснительная записка. Алма-Ата, 1979. 182 с.
- Геология и металлогения Сарьгумской зоны (Западное Прибалхашье). Алма-Ата: Недра, 1976. 160 с.
- Геология и металлогения Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория. Алма-Ата: Наука, 1977. 158 с.
- Геология Карагандинского угольного бассейна. М.: Недра, 1972. 416 с.
- Геология СССР. Т. 41. Восточный Казахстан. Кн. 1. М.: Недра, 1967. 471 с.
- Геология СССР. Т. 40. Южный Казахстан. Кн. 1. М.: Недра, 1971. 531 с.
- Геология СССР. Т. 20. Центральный Казахстан. Кн. 1, 2. М.: Недра, 1972. 532 с.; 380 с.
- Геология Чингизской геантиклинорной зоны (Центральный Казахстан). Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1962. 167 с. (Тр. / ИГН АН КазССР; Т. 5).
- Голубовская Т. Н.* Литология и условия образования каменноугольных и нижнепермских отложений западной части Центрального Казахстана: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1972. 21 с.

- Гредюшко Е. А., Ротараш И. А., Самыгин С. Г.* Олистостромовые комплексы Юго-Западного Алтая.— Докл. АН СССР, 1978, т. 243, № 1, с. 171—174.
- Грин Д., Рингвуд А.* Происхождение базальтовых магм.— В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968, с. 132—226.
- Добрецов Н. Л., Ермолов П. В., Хомяков В. Д.* Офиолиты и состав фундамента осевой части Зайсанской геосинклинали.— В кн.: Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. Новосибирск: Наука, 1979, с. 196—219. (Тр./ИГиГ СО АН СССР; Вып. 441).
- Добрецов Н. Л., Пономарева Л. Г.* Новые данные о составе и возрасте фундамента Зайсанской геосинклинали.— Геол. и геофиз., 1969, № 3, с. 121—125.
- Допалеозой и палеозой Казахстана. Т. 1. Стратиграфия допалеозоя, кембрия, ордовика и силура Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1974. 262 с.
- Допалеозой и палеозой Казахстана. Т. 2. Стратиграфия девона, карбона и перми Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1974. 270 с.
- Елисеев Н. А.* Геологический очерк Калбы.— В кн.: Большой Алтай. М.; Л., Изд-во АН СССР, 1936, т. 2, с. 119—176.
- Журавлев Б. Я., Урываева А. П., Федоров Т. С.* и др. Казахстанский девонский краевой вулканический пояс.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана. М.: Наука, 1977, с. 167—183.
- Зайцев Ю. А., Зыков С. И., Красобаев А. А.* и др. О радиологическом датировании докембрийских пород Центрального Казахстана.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 7, с. 3—19.
- Зайцев Ю. А., Кабанов Ю. Ф.* О вариссийском развитии Джезказганской и Тенизской внутренних впадин (Центральный Казахстан).— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1966, № 2, с. 8—28.
- Зайцев Ю. А., Розанов С. Б., Филатова Л. И.* Геология докембрийских метаморфических толщ Актау-Моинтинского антиклинория.— Материалы по геологии Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1980, т. 19, кн. 1, с. 22—40.
- Зайцев Ю. А., Хераскова Т. Н.* Венд Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1979. 250 с.
- Звонцов В. С.* К формационной характеристике докембрийских толщ Киикского района.— Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1969, № 4, с. 53—60.
- Звонцов В. С.* Ранне- и среднепалеозойские кремнисто-базальтовые формации Центрального Казахстана и их тектоническая позиция.— В кн.: Тектоника и магматизм Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1973, с. 21—40. (Тр./ИГН АН КазССР; Т. 32).
- Ившин Н. К.* Биостратиграфия и трилобиты нижнего кембрия Центрального Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1978. 128 с.
- Кабанов Ю. Ф.* Основные черты тектонического развития Кипчак-Карагандинского вариссийского прогиба (Центральный Казахстан): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1965. 21 с.
- Кабанов Ю. Ф.* О покровном строении южного обрамления Карагандинского бассейна.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1972, т. 47, вып. 5, с. 39—46.
- Карта геологических формаций Восточного Казахстана. Масштаб 1 : 1 500 000. М.: ВАГТ, 1970.
- Карта геологических формаций Восточного Казахстана. Масштаб 1 : 1 500 000. Объяснительная записка. М.: Недра, 1971, с. 3—52.
- Кепежикская В. В.* Верхнепалеозойский вулканизм Токрауского синклинория (Центральный Казахстан). Новосибирск: Наука, 1969. 195 с.
- Книппер А. Л.* Тектоника Байконурского синклинория. М.: Наука, 1963. 204 с. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 90).
- Козлов М. С., Шулика В. А., Услугин М. О., Иванов Н. Б.* Структура Иртышской зоны смятия в связи с локализацией полиметаллических месторождений.— Докл. АН СССР, 1980, т. 255, № 5, с. 1211—1214.
- Конева С. П., Копяткевич Р. А., Байторина Т. Б.* О возрасте кремнистых толщ гор Агырек и Аркалык (северо-восток Центрального Казахстана).— Информ. сб. ИГН АН КазССР, 1975, с. 194—198.

- Коптева В. В.* Позднепалеозойские вулcano-тектонические структуры Северного Прибалхашья. М.: Наука, 1974. 163 с. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 252).
- Коптев-Дворников В. С., Полквой О. С., Дмитриев Л. К.* и др. Палеозойские интрузивные комплексы гранитоидов Бетпакалы. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 240 с.
- Копяткевич Р. А.* Раннеордовикская олистострома в хребте Чингиз.— Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1981, № 1, с. 41—43.
- Котова Л. Н.* Девонская вулканогенно-обломочная формация хребта Тарбагатай. М.: Наука, 1972. 162 с. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 224).
- Кошкин В. Я.* Каменноугольный и пермский вулканизм Северного Прибалхашья.— В кн.: Проблемы палеовулканологии. Алма-Ата, 1963, с. 111—127. (Тр. Лаб.р. палеовулканол.; Вып. 1).
- Кошкин В. Я., Радченко М. О.* Новые данные по стратиграфии и флоре каменноугольных и пермских отложений Северо-Восточного Прибалхашья.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1965, вып. 3(28), с. 16—26.
- Кузбный В. С., Ермолов П. В., Полянский Н. В.* Латеральные ряды магматических формаций Зайсанской складчатой области и особенности их эволюции во времени.— В кн.: Латеральные ряды магматических формаций. Свердловск, 1979, с. 73—92.
- Кузнецов И. Е.* Ультрабазиты Тектурмасского антиклинория.— В кн.: Материалы по геологии Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1980, т. 19, кн. 1, с. 122—140.
- Кузнецов Ю. А.* Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 388 с.
- Кумпан А. С.* Верхний палеозой Восточного Казахстана. Л.: Недра, 1966. 159 с.
- Кумпан А. С., Добрецов Г. Л., Митрофанова К. В.* Верхнепалеозойские формации Восточного Казахстана. Л.: Недра, 1969. 212 с.
- Кутолин В. А.* Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск: Наука, 1972. 208 с.
- Литвинович Н. В.* Каменноугольные и пермские отложения западной части Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1962. 176 с.
- Логачев Н. А.* Вулканические и осадочные формации рифтовых зон Восточной Африки. М.: Наука, 1977. 264 с.
- Лялин Ю. И., Миллер Е. Е., Никитина Л. Г.* Вулканогенные формации Чингизского геантиклинория (Центральный Казахстан). Алма-Ата: Наука, 1964. 166 с. (Тр./ИГН АН КазССР; Т. 11).
- Ляпичев Г. Ф.* Некоторые особенности геологического картирования основных и ультраосновных интрузий Центрального Казахстана.— Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1956, № 24, с. 26—29.
- Мазарович О. А.* Формация варисского комплекса каледонид Центрального Казахстана (Тенизская, Джебказганская впадина и Сарысу-Тенизский водораздел).— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1967, № 5, с. 114—128.
- Мазарович О. А.* Геология девонских моласс (формационный анализ девона каледонид Центрального Казахстана и общие вопросы образования молассовых формаций). М.: Недра, 1976. 207 с.
- Мазарович О. А.* Девонские молассы Центрального Казахстана.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана. М.: Наука, 1977, с. 132—150.
- Мак-Берни А. Р.* Андезитовый и риолитовый вулканизм складчатых поясов.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972, с. 441—448.
- Марков М. С.* Тектоника южной части Карсакпайского синклинория. М.: Наука, 1962. 140 с. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 72).
- Маркова Н. Г.* Тектоника Чингизской зоны Северо-Восточного Казахстана.— В кн.: Тектоника СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1948, т. 1, ч. 1, с. 3—72.
- Маркова Н. Г.* Стратиграфия и тектоника палеозоя Бет-Пак-Далы. М.: Наука, 1961. 362 с. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 62).
- Маркова Н. Г.* Закономерности размещения разновозрастных складчатых зон на примере Центрального Казахстана.— В кн.: Складчатые области Евразии. М.: Наука, 1964, с. 120—147.

- Маркова Н. Г., Павлова Т. Г., Розен О. М.* и др. О тектоническом районировании палеозойд Центрального Казахстана.— *Геотектоника*, 1980, № 1, с. 122—127.
- Металлогения Казахстана. Типы структурно-формационных комплексов и тектоническое районирование палеозойд. *Алма-Ата: Недра*, 1977. 190 с.
- Милеев В. С., Ротараш И. А., Самыгин С. Г.* К природе Иртышской зоны смятия.— *Докл. АН СССР*, 1980, т. 255, № 2, с. 413—416.
- Минервин О. В., Бабичев Е. А., Розен О. М.* Доордовикские кремнисто-вулканогенные отложения Кокчетавского массива и его южного обрамления.— В кн.: *Материалы по геологии Центрального Казахстана*. М.: Изд-во МГУ, 1971, т. 10, с. 214—225.
- Михайлов Н. П.* Интрузивные офиолитовые комплексы Восточного Казахстана.— *Тр. / ВСЕГЕИ*. Нов. сер., 1962, т. 80, с. 109—223.
- Михайлов Н. П.* Вопросы классификации, петрологии и минерагении формаций ультраосновных и основных пород.— В кн.: *Петрография Центрального Казахстана*. М.: Недра, 1971, т. 2, с. 328—346.
- Моссаковский А. А.* Орогенный этап развития геосинклинальных областей и некоторые проблемы субсеквентного магматизма. М.: Наука, 1968а, с. 133—153.
- Моссаковский А. А.* Тектоника и вулканизм орогенного этапа развития геосинклинальных областей.— В кн.: *Вулканизм и тектоника*. М.: Наука, 1968б, с. 100—107.
- Моссаковский А. А.* Орогенные структуры и вулканизм палеозойд Евразии и их место в формировании континентальной земной коры. М.: Наука, 1975. 318 с. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 268).
- Назаров Б. Б.* Радиоларии нижнего-среднего палеозоя Казахстана. М.: Наука, 1975. 199 с. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 275).
- Нехорошев В. П.* Геология Алтая. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 262 с.
- Никитин И. Ф.* Ордовик Казахстана. *Алма-Ата: Наука*, 1972. Ч. 1. Стратиграфия. 233 с.
- Никитина Л. Г., Аксаментова Н. В.* Вулканогенные формации девона.— В кн.: *Вулканогенные формации северной части Центрального Казахстана*. *Алма-Ата: Наука*, 1965, с. 209—250.
- Никитина Л. Г., Шужанов В. М.* Гранитно-липаритовая формация девона Центрального Казахстана.— В кн.: *Вулкано-плутонические формации и их рудоносность*. *Алма-Ата: Наука*, 1969, с. 46—53.
- Никитина Л. Г., Шужанов В. М.* Строение и магматизм среднепалеозойских межгорных впадин Центрального Казахстана.— *Изв. АН КазССР. Сер. геол.*, 1972, № 5, с. 48—56.
- Никитина Л. Г., Шужанов В. М.* Закономерности размещения и петрохимические особенности девонских вулканических ассоциаций Центрального Казахстана.— В кн.: *Магматические и метаморфические комплексы Казахстана*. *Алма-Ата: Наука*, 1974, с. 210—212.
- Никитина Л. Г., Шужанов В. М.* Строение, магматизм и развитие среднепалеозойской орогенной впадины Бет-Пак-Далы.— *Изв. АН КазССР. Сер. геол.*, 1975, № 3, с. 10—19.
- Никитченко И. И.* Стратиграфия докембрия и нижнего палеозоя Джунгарского Алатау.— *Изв. АН КазССР. Сер. геол.*, 1978, № 5, с. 1—14.
- Никитченко И. И., Смирнов А. В., Дубовский А. Г.* Результаты изучения древних толщ Джунгарского Алатау.— В кн.: *Применение новых методов геологических работ в условиях Казахстана*. *Алма-Ата: Наука*, 1973, с. 90—103.
- Новикова М. З., Борисенок В. И., Буяковска К.* и др. Новые данные по стратиграфии раннегеосинклинальных вулканогенно-кремнистых толщ нижнего палеозоя Ишкеольмесского и Ерементау-Ниязского антиклинориев.— В кн.: *Материалы по геологии Центрального Казахстана*. М.: Изд-во МГУ, 1980, т. 19, кн. 1, с. 85—102.
- Павлова Т. Г.* Соотношение между складкообразованием и гранитоидным магматизмом в Южном Улуту. М.: Наука, 1964. 184 с. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 101).

- Павлова Т. Г.* К вопросу о времени формирования континентальной коры западной части Центрального Казахстана.— Докл. АН СССР, 1978, т. 238, № 4, с. 918—921.
- Павлова Т. Г.* Вулканизм и тектоническое положение докембрийских зон деструкций Центрального Казахстана.— Геотектоника, 1979а, № 6, с. 58—70.
- Павлова Т. Г.* Значение нормативных минеральных составов для исследования седиментогенных метаморфических пород (на примере докембрия Улутая).— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1979б, вып. 5, с. 96—108.
- Паталова Е. И., Смирнов А. В., Лукиенко А. И.* и др. Общая схема деформационных структур палеозойд Восточного Казахстана.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 3, с. 19—26.
- Пейве А. В.* Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4, с. 5—23.
- Пейве А. В., Симицын В. М.* Некоторые основные вопросы изучения о геосинклиналях.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1950, № 4, с. 28—52.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Книппер А. Л.* и др. Океаны и геосинклинальный процесс.— Докл. АН СССР, 1971, т. 196, № 3, с. 657—659.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Моссаковский А. А.* и др. Палеозойды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса.— Сов. геол., 1972, № 12, с. 7—25.
- Пейве А. В., Яниши А. Л., Зоненшайн Л. П.* и др. Становление континентальной земной коры Северной Евразии (в связи с составлением новой тектонической карты).— Геотектоника, 1976, № 5, с. 6—23.
- Перекалина Т. В.* Геология герцинских гранитоидных интрузий Центрального Казахстана. Л.: Изд-во ЛГУ, 1966. 240 с.
- Перекалина Т. В., Розенкранц А. А., Тащинима М. В.* Развитие герцинского магматизма Центрального Казахстана и вопросы выделения вулканоплутонических формаций.— В кн.: Вулкано-плутонические формации и их рудоносность. Алма-Ата: Наука, 1969, с. 99—108.
- Полянский Н. В.* Нижнекаменноугольные олистостромы центральной части Зайсанской складчатой системы.— Докл. АН СССР, 1978, т. 241, № 3, с. 674—677.
- Полянский Н. В., Добрецов Н. Л., Ермолов П. В., Кузубный В. С.* Структура и история развития Чарского офиолитового пояса.— Геол. и геофиз., 1979, № 5, с. 66—78.
- Пославская И. А., Ушатинская Г. Т.* Литология и условия накопления нижнего девона Нурина синклиория.— В кн.: Материалы по геологии Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ, т. 19, кн. 2, 1980, с. 58—68.
- Проблемы рифтогенеза: Материалы к симпозиуму по рифтовым зонам Земли. Иркутск, 1975. 154 с.
- Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 312 с. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 80).
- Розен О. М.* Стратиграфия и радиогеохронология Кокчетавского массива.— В кн.: Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня. М.: Изд-во МГУ, 1971, с. 75—84.
- Розен О. М.* Особенности внутреннего строения и развития некоторых докембрийских массивов палеозойд.— В кн.: Тектоника срединных массивов. М.: Наука, 1976, с. 65—85.
- Розенкранц А. А.* Стратиграфия перми и некоторые особенности пермского вулканизма Северо-Восточного Прибалхашья: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: Изд-во МГУ, 1970. 28 с.
- Ротараш И. А., Гредюшко Е. А.* История формирования и строение серпентинитового меланжа Зайсанской складчатой области.— Геотектоника, 1974, № 4, с. 73—79.
- Ротараш И. А., Клепиков Н. А., Гредюшко Е. А.* Нижнепалеозойские олистостромы Чингиз-Тарбагатайского антиклинория.— Геотектоника, 1980, № 4, с. 52—62.
- Ротараш И. А., Самыгин С. Г., Гредюшко Е. А.* и др. Девонская активная континентальная окраина на Юго-Западном Алтае.— Геотектоника, 1982, № 1, с. 44—59.

- Русаков М. П.* К вопросу о наличии надвигов и сбросов в восточной части Киргизской степи.— Изв. Глав. геол.-разв. упр., 1930, т. 49, № 2, с. 210—213.
- Самыгин С. Г.* Чингизский сдвиг и его роль в структуре Центрального Казахстана. М.: Наука, 1974. 204 с. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 253).
- Самыгин С. Г.* Карбогинский тектонический покров в хребте Тарбагатай (Восточный Казахстан.— Докл. АН СССР, 1982, т. 262, № 2, с. 426—430.
- Сахно В. Г., Вржосек А. А., Моисеенко В. Г.* Особенности состава лав дна окраинных морей.— В кн.: Изверженные породы Востока Азии. Владивосток, 1976, с. 19—30.
- Спирidonov Э. М.* Геосинклинальные базитовые комплексы северо-востока Центрального Казахстана и их металлогения.— В кн.: Материалы по геологии Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1980, т. 19, кн. 1, с. 102—122.
- Суворов А. И.* Успенско-Актаская динамопара разломов в Центральном Казахстане.— Докл. АН СССР, 1961, т. 137, № 4, с. 938—941.
- Суворов А. И.* Закономерности строения и формирования глубинных разломов. М.: Наука, 1968. 314 с. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 179).
- Суворов А. И.* К проблеме формирования континентальной земной коры.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971а, с. 52—69.
- Суворов А. И.* Новые данные о строении Джалаир-Найманской зоны (Центральный Казахстан).— Докл. АН СССР, 1971б, т. 196, № 3, с. 663—666.
- Суворов А. И., Самыгин С. Г.* О тектоническом сближении фаций по крупным надвигам.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 5, с. 46—64.
- Тащичина М. В., Розенкранц А. А.* Вулканогенные формации среднего и верхнего палеозоя северной части Джунгаро-Балхашской складчатой системы.— В кн.: Магматизм и метаморфизм Восточного Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1965, с. 35—41.
- Тектоника Евразии. (Объяснительная записка к Тектонической карте Евразии масштаба 1 : 5 000 000). М.: Наука, 1966. 487 с.
- Тектоника Северной Евразии. (Объяснительная записка к Тектонической карте Северной Евразии масштаба 1 : 5 000 000). М.: Наука, 1980. 220 с.
- Тектоника Урала. (Объяснительная записка к Тектонической карте Урала масштаба 1 : 1 000 000). М.: Наука, 1977. 120 с.
- Тектоническая карта Евразии. Масштаб 1 : 5 000 000 / Под ред. А. Л. Яншина. М.: ГУГК, 1966.
- Тектоническая карта Европы. Масштаб 1 : 2 500 000. М.: ГУГК, 1964.
- Тектоническая карта СССР. Масштаб 1 : 4 000 000 / Под ред. Н. С. Шатского. М.: ГУГК, 1953.
- Тектоническая карта СССР. Масштаб 1 : 10 000 000 / Под ред. А. А. Богданова. М.: ГУГК, 1961.
- Тектоническая карта СССР и сопредельных стран. Масштаб 1 : 5 000 000 / Под ред. Н. С. Шатского. М.: Госгеолтехиздат, 1956.
- Тектоническая расчлененность литосферы. М.: Наука, 1980, 216 с. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 343).
- Тихомиров В. Г.* Палеозойский магматизм и тектоника Центрального Казахстана. М.: Недра, 1975. 146 с.
- Токмачева С. Г., Палец Л. М.* Некоторые доказательства докембрийского возраста ультраосновных пород Чу-Балхашского пояса.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана. Алма-Ата, 1971, вып. 4(29), с. 175—181.
- Трусова И. Ф., Филатова Л. И.* Докембрийские образования северной части Улутавского массива.— Геол. и разв., 1962, № 3, с. 10—31.
- Филатова Л. И.* Основные положения и проблемы стратиграфии метаморфического комплекса докембрия Центрального Казахстана.— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1976, № 1, с. 19—33.
- Филатова Л. И.* Стратиграфия и историко-геологический анализ метаморфических толщ докембрия Центрального Казахстана: Автореф. дис. ... докт. геол.-минерал. наук. М., 1978. 50 с.
- Хаин В. Е., Левин Л. Э.* Тектонические типы окраинных и внутренних морей

- с океанической и субокеанической корой.— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1978, № 6, с. 3—18.
- Хворова И. В.* Терригенные обломочные отложения океанов и некоторых морей.— Литол. и полез. ископ., 1978, № 4, с. 3—23.
- Херасков Н. П.* Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 119 с.
- Хераскова Т. Н.* Раннегеосинклинальные формации Байконурского синклинория Улугтау (Центральный Казахстан).— Литол. и полез. ископ., 1976, № 4, с. 39—50.
- Хераскова Т. Н.* Кремнистые формации нижнего палеозоя Центрального Казахстана.— В кн.: Осадкообразование и вулканизм в геосинклинальных бассейнах. М.: Наука, 1979, с. 5—37. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 337).
- Хераскова Т. Н., Новикова М. З., Зардиашвили Н. И.* Особенности состава раннегеосинклинальных вулканогенных формаций Центрального Казахстана.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 6, с. 47—61.
- Четверикова Н. П.* Строение широтной ветви девонского краевого вулканического пояса Центрального Казахстана.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1966, т. 51, вып. № 2, с. 24—48.
- Четверикова Н. П.* Тектоника зоны сочленения каледонид и варисцид в Центральном Казахстане.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1970, т. 45, вып. 6, с. 5—28.
- Чу-Илийский рудный пояс. Геология Чу-Илийского региона. Алма-Ата: Наука, 1980. 504 с.
- Шику Ц., Мисава Ю.* Геологическое строение и тектоника внутренних склонов Нанкайского трога и Японского желоба.— Геотектоника, 1980, № 6, с. 98—109.
- Шужанов В. М.* Липаритовая формация среднего девона — франского яруса.— В кн.: Литология и металлогения Успенской тектонической зоны. Алма-Ата: Наука, 1967, т. 1, с. 45—73.
- Шужанов В. М.* Девонский вулканизм юга Центрального Казахстана: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Алма-Ата, 1968. 29 с.
- Шужанов В. М.* О статье Ю. А. Зайцева «Об историко-геологическом содержании переходного этапа на примере Казахстана и Средней Азии».— Геотектоника, 1975, № 3, с. 111—117.
- Щерба И. Г.* Герцинская структура Северного Прибалхашья. М.: Наука, 1973. 163 с. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 249).
- Щерба Г. Н., Лаумулин Т. М., Большаков Н. И.* и др. Геология и металлогения Северо-Западного Прибалхашья. Т. 1. Геология. Алма-Ата: Наука, 1968. 226 с.
- Щербакова М. Н.* Девонские отложения западной окраины Карагандинского бассейна (Центральный Казахстан): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1963. 16 с.
- Щербакова М. Н., Бахтеев М. К., Курчатов А. М.* и др. Верхний палеозой западных и северных частей Джунгаро-Балхашской геосинклинали.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана. М.: Наука, 1977, с. 184—202.
- Kheraskova T. N.* Late Precambrian Shopshoky Tilloid of the Burultas Mountains, South Kazakhstan, USSR.— In: Earth's pre-pleistocene Glacial Record. Cambridge: Cambridge University Press. 1981, p. 202—205.
- Kuno H.* Lateral variation of basalt magma across continental margins and island areas.— Geol. Surv. Canada, 1966, vol. 2, p. 37—76.

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ (Н. Г. Маркова)	3
Обзор исследований и принципов составления тектонических карт	3
Легенда, районирование и употребляемые термины	6
ДОКЕМБРИЙСКИЕ МАССИВЫ С КОРОЙ, СФОРМИРОВАВШЕЙ- СЯ К КОНЦУ РИФЕЯ	9
Кокчетавский массив (О. М. Розен)	9
Улутавский массив (Т. Г. Павлова)	12
Актау-Моинтинский массив (Н. Г. Маркова)	15
Массивы южной группы (Н. Г. Маркова)	18
Джунгарский массив (Н. Г. Маркова)	20
ОБЛАСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ПАЛЕОЗОЙСКОЙ КОНТИНЕН- ТАЛЬНОЙ КОРЫ (С. Г. Самыгин)	22
Комплексы начальной стадии раскрытия океанических структур (Т. Н. Хераскова)	25
Комплексы меланократового фундамента (С. Г. Самыгин)	31
Комплексы океанической стадии (Т. Н. Хераскова, Р. М. Антонюк)	36
Комплексы континентального склона и подножия (Т. Н. Хераскова, С. Г. Самыгин)	46
Комплексы и структуры переходной стадии (С. Г. Самыгин)	50
Комплексы первичных островодужных ассоциаций	52
Комплексы вторичных островных дуг	68
Комплексы глубоководного желоба	71
Комплексы краевых морей	74
Комплексы внутренних морей	78
Олистостромовые комплексы	82
Комплексы и структуры континентальной стадии	83
Девонская кора (Н. Г. Маркова)	83
Позднепалеозойская кора (И. Г. Щерба)	95
КОМПЛЕКСЫ И СТРУКТУРЫ, СВЯЗАННЫЕ С ПРОЦЕССАМИ ДЕСТРУКЦИИ И ВТОРИЧНОГО РАСТЯЖЕНИЯ (Н. Г. Маркова)	105
ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СКУЧИВАНИЕ И РОЛЬ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ В ФОРМИРОВАНИИ КОРЫ (С. Г. Самыгин)	110
ЗАКЛЮЧЕНИЕ (Н. Г. Маркова, С. Г. Самыгин)	122
ЛИТЕРАТУРА	130

ТЕКТОНИКА КАЗАХСТАНА

(Объяснительная записка
к Тектонической карте
Восточного Казахстана
масштаба 1 : 2 500 000)

Утверждено к печати
Ордена Трудового Красного Знамени
Геологическим институтом

Редактор Н. Б. Заборовская
Редактор издательства А. В. Копп
Художественный редактор И. Ю. Нестерова
Технический редактор И. Н. Жмуркина
Корректоры М. М. Баранова, Н. Г. Васильева

ИБ № 24513

Сдано в набор 05.02.82
Подписано к печати 14.04.82
Т-04306. Формат 60×90^{1/16}
Бумага книжно-журнальная
Гарнитура литературная
Печать высокая
Усл. печ. л. 10,87 (с картой). Уч.-изд. л. 12,17 (с картой)
Тираж 1500 экз. Тип. зак. 1314
Цена с картой 2 р. 20 к.

Издательство «Наука»
117864 ГСП-7, Москва, В-485, Профсоюзная ул., 90
2-я типография издательства «Наука»
121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

2 р. 20 к.
(с картой)

