



# ГЕОТЕКТОНОГЕНЫ КАЗАХСТАНА И РЕДКОМЕТАЛЬНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

1

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



Издательство «НАУКА» Казахской ССР  
АЛМА-АТА 1972

ГЕОТЕКТОНОГЕНЫ  
КАЗАХСТАНА  
И РЕДКОМЕТАЛЬНОЕ  
ОРУДЕНЕНИЕ

Том 1. ГЕОТЕКТОНОГЕНЫ  
И МАГМАТИЗМ

Том 2. РУДНЫЕ ПОЛЯ  
И РЕДКОМЕТАЛЬНОЕ  
ОРУДЕНЕНИЕ

*Научный руководитель и редактор  
Г. Н. ЩЕРБА*

551.24 + 552.3 + 553.21  
Г 36

# ГЕОТЕКТОНОГЕНЫ И МАГМАТИЗМ

193

Авторы:

Г. Н. ЩЕРБА, В. В. СТЕПАНОВ, А. В. КУДРЯШОВ,  
С. Н. МИТРОФАНСКАЯ, Х. Б. АУБАКИРОВ, Б. А. ДЬЯЧКОВ,  
Г. П. НАХТИГАЛЬ, Ю. А. ХАЛХАЛОВ



УДК 551.24+552.31+553.21(574)

*В двух томах монографии приведен обширный материал по развитию трех линейных геотекtonогенов Казахстана и формированию рудоносных plutонов, структур, условиям образования, составу, зональности редкометального грейзенового оруденения.*

Первый том содержит описание Успенского, Чу-Илийского и Алтайского геотекtonогенов. Показаны их полнота и история создания самих структур по стадиям каждого тектонического цикла. Охарактеризованы составы, объемы и петрохимические особенности последовательных сedimentных и magmaticских формаций, их размещение и влияние на эндогенное рудообразование. Рассмотрены общие вопросы строения соответствующих рудных поясов, размещения структурно-металлогенических зон и их оценки.

В основе книги лежат детальные материалы многочисленных исследователей, личные наблюдения и обобщения авторов, подтверждающие ступенчатое развитие земной коры под влиянием глубинных подвижных зон.

Хотя материал касается только отдельных геотекtonогенов Казахстана и их металлогении, некоторые выводы и методические приемы могут представить интерес для широкого круга геологов.

Табл. 48, илл. 57, библ. 178.

## В В Е Д Е Н И Е

Примерно с 20-х годов нашего столетия в мировой геологической литературе появилось представление о глубинных разломах, которые нарушают земную кору и уходят своими корнями в верхнюю мантию Земли. После многочисленных дискуссий это представление получило признание и среди наших геологов благодаря работам В. А. Обручева, Н. С. Шатского, В. И. Смирнова, А. В. Пейве и ряда других исследователей.

В Казахстане проблеме глубинных тектонических разрывов уделили особенное внимание М. П. Русаков (1930), В. П. Нехорошев (1932 и последующие годы), А. В. Пейве (1945 и последующие годы), К. И. Сатпаев (1957), А. И. Суворов (1960), Г. Н. Щерба (1952), а затем и многие другие авторы, особенно геофизики. Сейчас уже ни в одной работе регионального характера не игнорируется значение глубинных разломов.

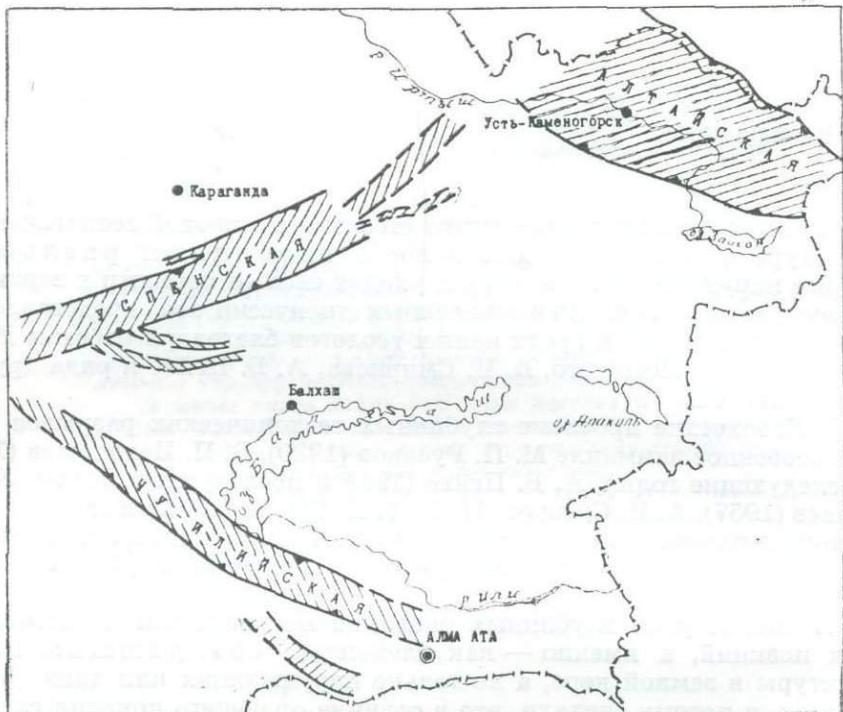
К оценке роли глубинных разломов мы подошли с несколько иных позиций, а именно — как элементов, созидающих новые структуры в земной коре, а не только нарушающих или даже разрушающих, и потому считали, что в отличие от общего понятия следует выделить «глубинные подвижные зоны», а не просто глубинные разломы.

Первая схема глубинных подвижных зон Восточного Казахстана была опубликована в 1954 г. В дальнейшем она была положена в основу прогнозирования на редкие металлы для Центрального Казахстана, затем Калба-Нарымского района на Алтае. Аналогичные данные позднее были освещены в монографических материалах. В последующем появилась в печати серия других работ.

Надо сказать, что к более широкому толкованию глубинных разломов в этом смысле подошел А. В. Пейве (1956), затем В. Г. Бондарчук (1961), В. Е. Хайн, Л. И. Красный, Ю. М. Шейнманн, Е. Д. Шлыгин, Э. Н. Янов и некоторые другие. В литературе появился термин «подвижные пояса», отражающий главным образом складчатые структуры.

Под глубинными подвижными зонами (ГПЗ) мы предлагаем понимать протяженные линейные области относительно быстрой (в геологическом масштабе времени) разрядки тектонических напряжений в земной коре и верхней мантии (связанные с локальным накоплением энергии), приводящей к резкой активизации тектонических, термических, магматических, метаморфических и геохимических процессов, нарушающих однородность геологического пространства и приводя-

щих к интенсивной дифференциации вещества, перестройке земной коры главным образом за счет восходящей миграции веществ из верхней мантии и нижних слоев земной коры. В верхних частях земной коры ГПЗ на различных стадиях проявляются в форме сочетания зон разломов, прогибов, формационных серий, фациальных границ, поясов магматизма, метаморфизма, складчатости и орогенеза. ГПЗ функционируют в течение всего тектонического цикла, сохраняя повышенную мобильность по сравнению с окружающими блоками (Щерба, 1970).



Обзорная схема размещения зон.

Таким образом, ГПЗ — это не отдельные глубинные разломы, а целые области обмена вещества Земли и переотложения его в земной коре, области преобразования земной коры, области формирования новых структур, зон и поясов магматизации и вообще мощных эндогенных физико-геохимических процессов. Отсюда проблема ГПЗ приобретает важное значение для теоретической и практической геологии.

Поскольку не было возможности моделировать все эти сложные процессы, мы пошли по линии геологического изучения конечных продуктов этих процессов, представленных конкретными геологическими новообразованиями.

Коллектив авторов в течение ряда лет проводил исследования одной из глубинных подвижных зон Казахстана. Итогом этого явились установление Успенского рудного пояса и монография «Геология и металлогения Успенской тектонической зоны» (1967—1969). В дальнейшем предстояло собрать и обобщить материалы по другим аналогичным структурам с уклоном в металлогению редких металлов, а также изучить условия формирования самих месторождений. Результаты этого этапа работ отражены в предлагаемой двухтомной монографии «Геотектоногенез Казахстана и редкометальное оруденение».

В первом томе («Геотектоногены и магматизм») затронуты региональные вопросы, касающиеся развития подобных структур на примере Успенского, Чу-Илийского и Алтайского геотектоногенов. Во втором томе («Рудные поля и редкометальное оруденение») получили свое продолжение исследования становления рудоносных интрузий, формирования структур рудных полей, развития грэйзенизации и образования рудоносных жил, частично уже отраженные в ранее опубликованных работах коллектива сектора редких металлов — «Формирование редкометальных месторождений Центрального Казахстана» (1960), «Грейзены, жильный кварц и калишпаты» (1964), «Бериллиевое и тантал-ниобиевое оруденение в связи с гранитоидами» (1964) и др.

Таким образом, материалы обоих томов являются одним из этапов обобщений, начатых много лет назад, и служат продолжением цикла работ, осуществленных сравнительно небольшим коллективом.

Переходя к содержанию первого тома настоящей монографии, следует сказать о попытке авторов подойти с новых позиций к развитию структур земной коры (ЗК), а именно — с позиций ступенчатого развития, механизма глубинных подвижных зон, и показать это в общем виде на конкретных примерах сопоставления трех зон.

Поскольку принципиальная теоретическая сторона этих вопросов отражена в монографии «Геотектоногены и рудные пояса» (1970), здесь мы ограничимся изложением фактического материала и попытаемся показать те новые возможности, которые открываются в исследовании геологических структур подобного типа, т. е. геотектоно-генов.

По упомянутым трем структурам были проведены специальные дополнительные исследования, составлены детальные геолого-структурные и металлогенические карты, обобщены данные ранее выполненных работ. Проблема в целом столь значительна и обширна, что в силу ограниченности возможностей нашего небольшого авторского коллектива, направленности тематики по редкометальному орудению мы вынуждены были сократить программу и смогли осветить лишь некоторые вопросы, а другие — поставить. В частности, совершенно самостоятельное значение приобретает попытка выяснить строение колонны преобразования ЗК, требующая анализа глубинных разрезов многих структур планеты и специальной подготовки.

К числу других ограничений и трудностей нужно отнести отсутствие в изученных структурах глубоких разрезов колонны преобразования и, наконец, самое главное — начальный характер самих работ, в которых нет готовых решений, много неясных вопросов теоретического и методического характера.

Имеются два класса (типа) геотектоногенов — линейные и каркасные. В данном случае сопоставляются три линейных. Основанием для этого являются их лучшая изученность, полнота циклов развития, наличие редкометального и другого оруденения. Материалы по одному из каркасных геотектоногенов — Северному Прибалхашью — частично уже опубликованы в книге «Геология и металлогения Северо-Западного Прибалхашья», т. 1 (1968).

Надеемся, что излагаемые нами материалы послужат исходной базой для обоснования причин появления и развития оруденения, особенно редкометального, в пределах упомянутых структур.

Глава 1.

УСПЕНСКИЙ ГЕОТЕКТОНОГЕН

Одна из зон полного цикла герцинского развития из системы Тектурмасского полициклического геотектоногена относится к структурам субширотного восток-северо-восточного простирания и представляет продукт перерождения ЗК в области Успенской ГПЗ. Вся Тектурмасская система как структура третьего порядка является лишь небольшой частью трансконтинентальной структуры первого порядка Срединного пояса страны, протянувшегося от Тургая до Приморья.

Стержневой частью системы служит Тектурмассовая зона, севернее которой расположены Спасская и Караганда-Ащисусская, а южнее — Успенская с ее Акжальской и Акбастауской ветвями (рис. 1).

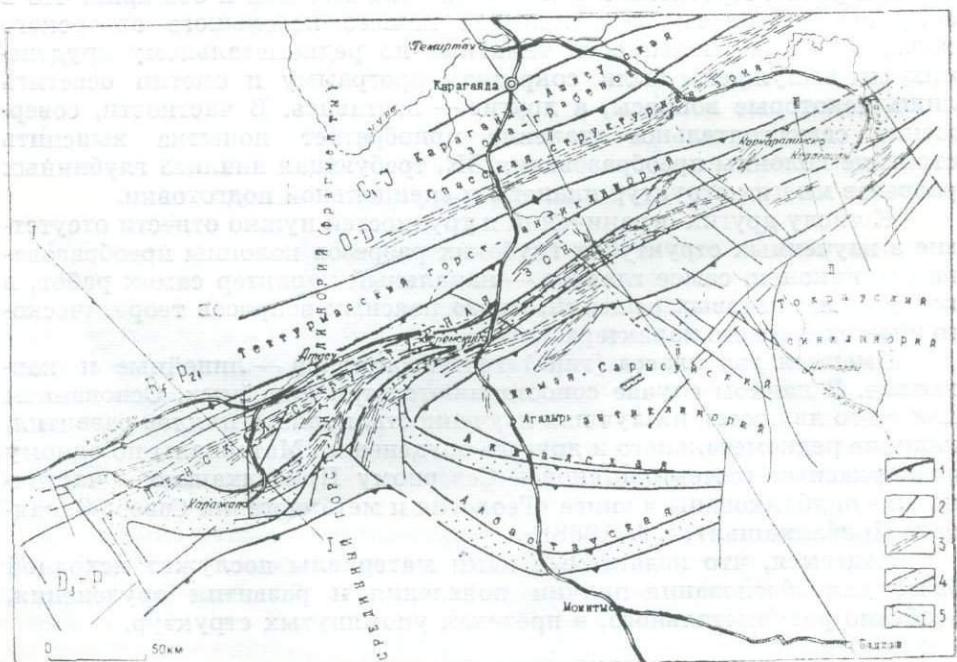


Рис. 1. Обзорная схема Тектурмасской системы.

1 — границы зон с направлением падения разграничающих поверхностей; 2 — разломы; 3 — зоны смятия; 4 — фациальные троги с отложениями успенской свиты ( $D_3-C_1$ ); 5 — линии профилей ГСЗ.

Примерно в центре система пересекает субмеридиональный Срединный горст-антиклиниорий, сохранивший фрагменты древней коры континентального типа. Геология и металлогения Успенского геотектоногена детально освещены (1966—1969), поэтому здесь приводятся в основном дополнительные сведения, а прежние материалы даны по принятой схеме описания геотектоногенов в сокращенном виде.

Успенский геотектоноген линейно вытянут почти на 500 км в субширотном направлении. На западе его структуры сопрягаются с Чу-Илийскими и погружены под мезозой-кайнозойский чехол. На востоке они затухают в месте сопряжения с Чингиз-Тарбагатайским геотектоногеном и далее прослеживаются в Прииртышье (по геофизическим данным). С севера геотектоноген имеет довольно четкую границу с Тектурмасским блоком; южная граница, менее четкая, проходит по серии разломов, отделяющих геотектоноген от Жаман-Сарысуйского антиклиниория и Токрауского синклиниория (рис. 2). Ширина структуры колеблется от 45 до 90 км, в среднем составляя около 60 км.

Внутреннее строение геотектоногена крайне неоднородно. В его пределах отчетливо выделяются структуры каледонского основания, в которых сохранились отдельные фрагменты древней коры континентального типа и элементы байкалид, и структуры собственно герцинского цикла развития геотектоногена.

#### СТРУКТУРНОЕ ОСНОВАНИЕ

Элементы древней коры. Успенский геотектоноген, как уже отмечалось ранее, образовался на коре орогенного типа, прошедшей длительную и сложную историю развития. Наиболее древними элементами основания являются фрагменты докембрийской сиалической континентальной коры, обнажающейся в настоящее время в пределах Ортау-Коктенкольского блока (рис. 3, 4, табл. 1). Здесь, южнее гор Ортау, на сопряжении Успенской и Актау-Моинтинской зон сохранились реликты древней коры, в которых присутствуют магматиты кислого состава, представленные как вулканитами, так и интрузивными образованиями. Среди вулканитов развиты в основном игнимбритовые фации, имеющие реликтовые структуры порфиридов. Интрузивы сложены гранитоидами алабасского (узынжальского) комплекса. Возрастное положение этих пород обосновывается следующими данными. Это наиболее древние магматиты, обнажающиеся в выступах древнего основания континентального типа, на которых формировались последующие прогибы типа Тектурмасского, Жалаир-Найманского, Северо-Тяньшанского и других, заложившихся в рифеях (см. «Атлас литолого-палеогеографических карт СССР», 1968). Об этом свидетельствуют и данные радиологического возраста, полученные для аналогичных образований Казахстана (Ефимов и др., 1970) и равные 1410—1250 млн. лет. В магматитах преобладают кислые гранито-гнейсы и производные липаритовой формации, что говорит о сложной и длительной истории развития, включающей ряд циклов.

Гранитоиды алабасского комплекса представлены двумя разновидностями гранитов: нормальными и лейкократовыми. Обе разновидности отличаются высокими содержаниями  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{TiO}_2$ , в них мало железа, кальция и магния (рис. 6). На диаграмме « $\text{SiO}_2$ —Ка» они занимают обособленный участок в поле гранитоидов с резко пониженной агпантностью, сохраняя при этом направленность преобразований, характерную для нормальной ветви дифференциации (рис. 7). Это небольшие разрозненные тела трещинного типа, составляющие не более 1% от общего объема интрузий. Не исключено, что древняя кон-

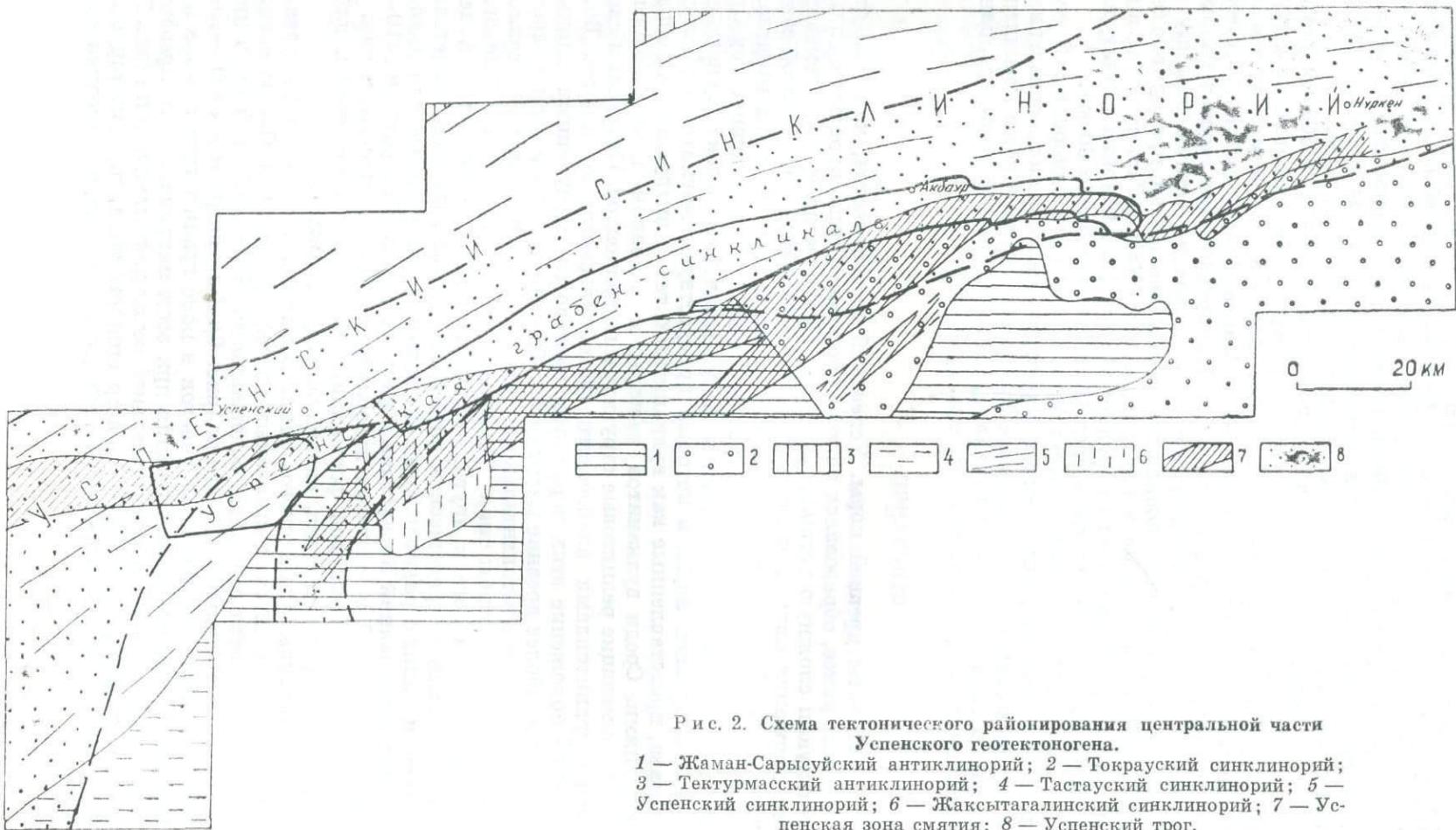




Рис. 3. Блоковое строение центральной части Успенского геотектоно-гена.

1 — выходы интрузивов на поверхность; 2 — крупные разломы по геофизическим данным; 3 — крупные разломы; 4 — границы главных структурных подразделений (см. рис. 2); 5 — основные пликативные структуры; синклиниории: 1 — Ортауский, 2 — Жаксы-Сарысуйский, 3 — Бугалинский, 4 — Жакстагалинский, 5 — Успенский, 6 — Кангаштинский, 7 — кальдера Улькен-Каракуу; 8 — Шерубай-Нуиринская антиклиналь, 9 — Карабасанская синклиналь.

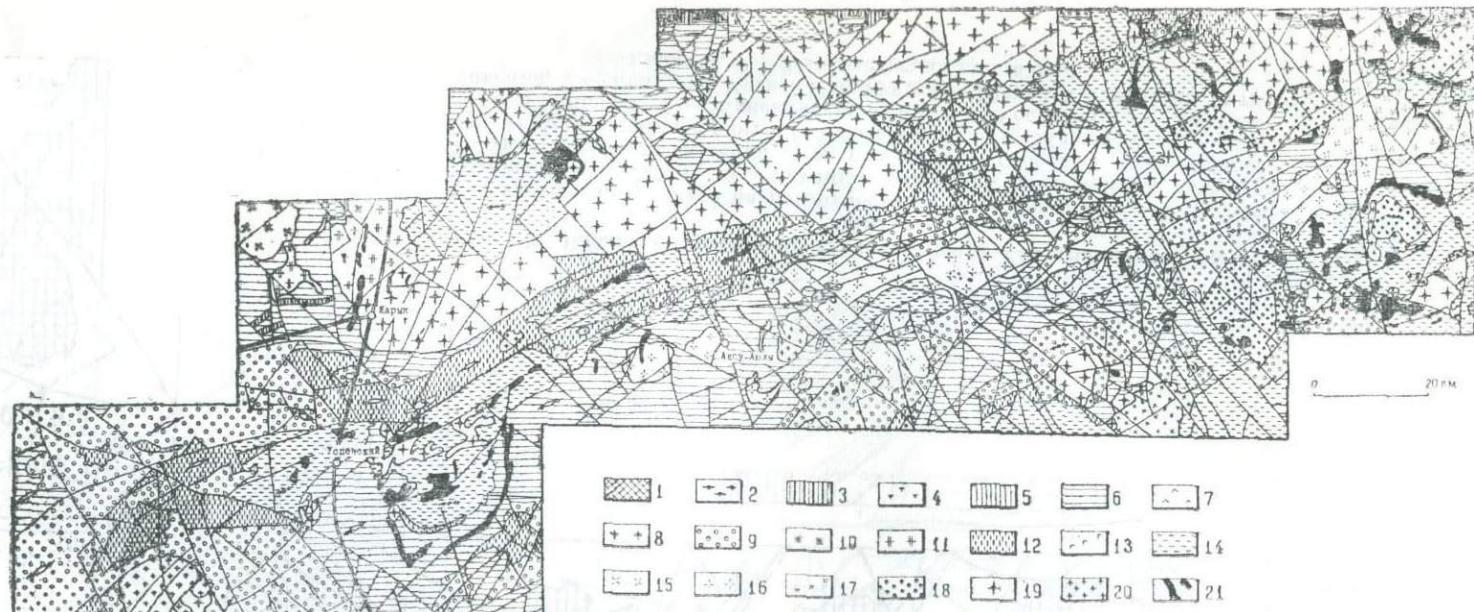


Рис. 4. Размещение основных формаций в центральной части Успенского геотектоногена.

1—2 — блоки древней коры континентального типа: 1 — глубоко метаморфизованные терригенные и вулканогенные формации, 2 — гранито-гнейсовая формация; 3—4 — формации ранней стадии бай-11 — каледонский цикл; формации средней стадии: 5 — углисто-карбонатная и терригенно-карбонатная терригенная, 7 — габбро-плагиогранитовая, 8 — гранодиорит-гранитовая; формации поздней стадии: 9 — андезитовая туфоловая морская, вулканогенно-терригенная наземная, молассы; 10 — гранодиоритовая; 11 — гранитовая; 12—21 — герцинский цикл; формации ранней стадии: 12 — красноцветная базальтова туфоловая морская, кремнисто-карбонатная морская, 13 — перидотит-габбровая; формации средней стадии: 14 — липарито-дацитовая, андезитовая, липаритовая, 15 — гранодиоритовая первая, 16 — гранитовая, 17 — гранодиоритовая вторая; формации поздней стадии: 18 — вулканогенно-терригенная моласса, базальтовая, трахиляпартовая наземная, 19 — гранитовая первая, 20 — гранитовая вторая, 21 — субщелочных базальтоидов и гранитоидов; 22 — тектонические нарушения; 23—25 — складчатость: 23 — брахиформная, 24 — линейная, 25 — брахиформно-линейная,

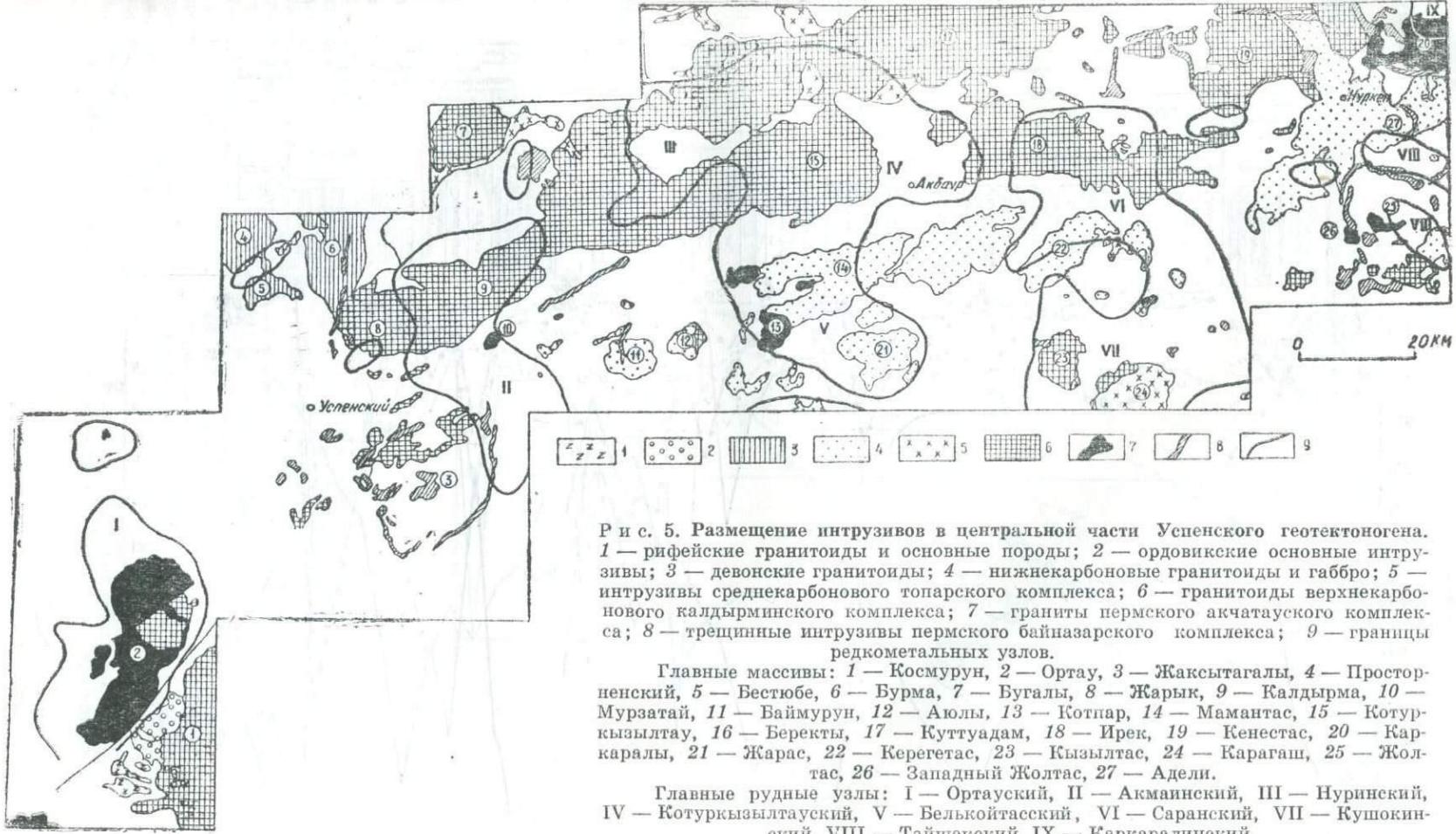


Рис. 5. Размещение интрузивов в центральной части Успенского геотектоногена.  
 1 — рифейские гранитоиды и основные породы; 2 — ордовикские основные интрузивы; 3 — девонские гранитоиды; 4 — нижнекарбоновые гранитоиды и габбро; 5 — интрузивы среднекарбонового топарского комплекса; 6 — гранитоиды верхнекарбонового калдырымского комплекса; 7 — граниты пермского акчатауского комплекса; 8 — трещинные интрузивы пермского байназарского комплекса; 9 — границы редкометальных узлов.

Главные массивы: 1 — Космурун, 2 — Ортау, 3 — Жаксытагалы, 4 — Просторненский, 5 — Бестюбе, 6 — Бурма, 7 — Бугалы, 8 — Жарык, 9 — Калдырма, 10 — Мурзатай, 11 — Баймурун, 12 — Аюлы, 13 — Котпар, 14 — Мамантас, 15 — Котуркызылтау, 16 — Беректы, 17 — Куттуадам, 18 — Ирек, 19 — Кенестас, 20 — Каракаралы, 21 — Жарас, 22 — Керегетас, 23 — Кызылтас, 24 — Карагаш, 25 — Жолтас, 26 — Западный Жолтас, 27 — Адели.

Главные рудные узлы: I — Ортауский, II — Акманинский, III — Нуринский, IV — Котуркызылтауский, V — Белькотайский, VI — Саранский, VII — Кушокинский, VIII — Тайшекский, IX — Каркаралинский.

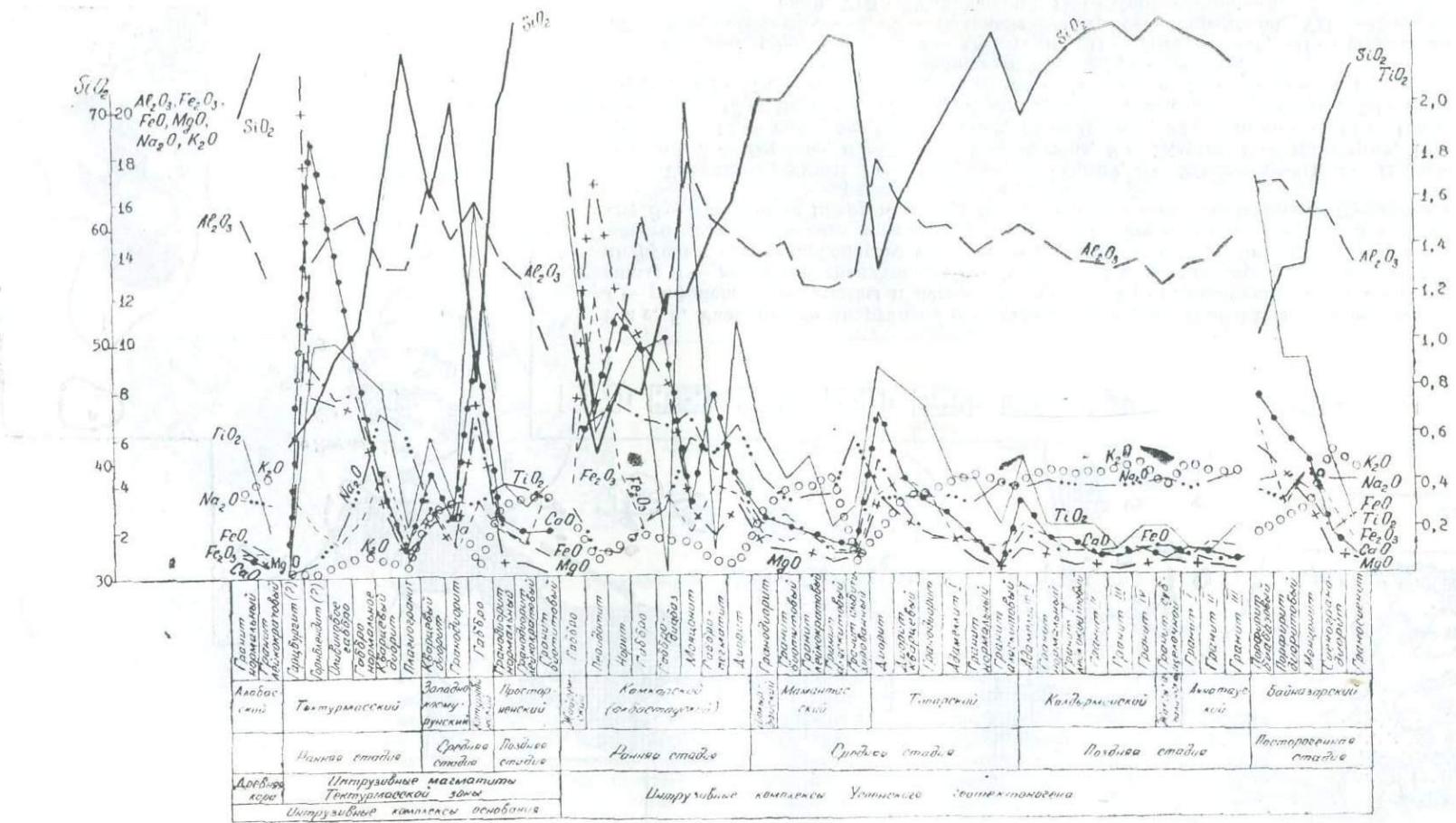


Рис. 6. Эволюция составов интрузивных пород Успенского геотектоногена и его основания.

тинентальная кора была развита только в Срединном антиклиниории, а остальные участки основания представляли собой кору переходного типа.

**Элементы байкальской структуры.** Еще меньше сведений имеется о структурах, сформировавшихся в раннюю стадию байкальского цикла, так как главные структуры байкалид Тектурмасского геотек-

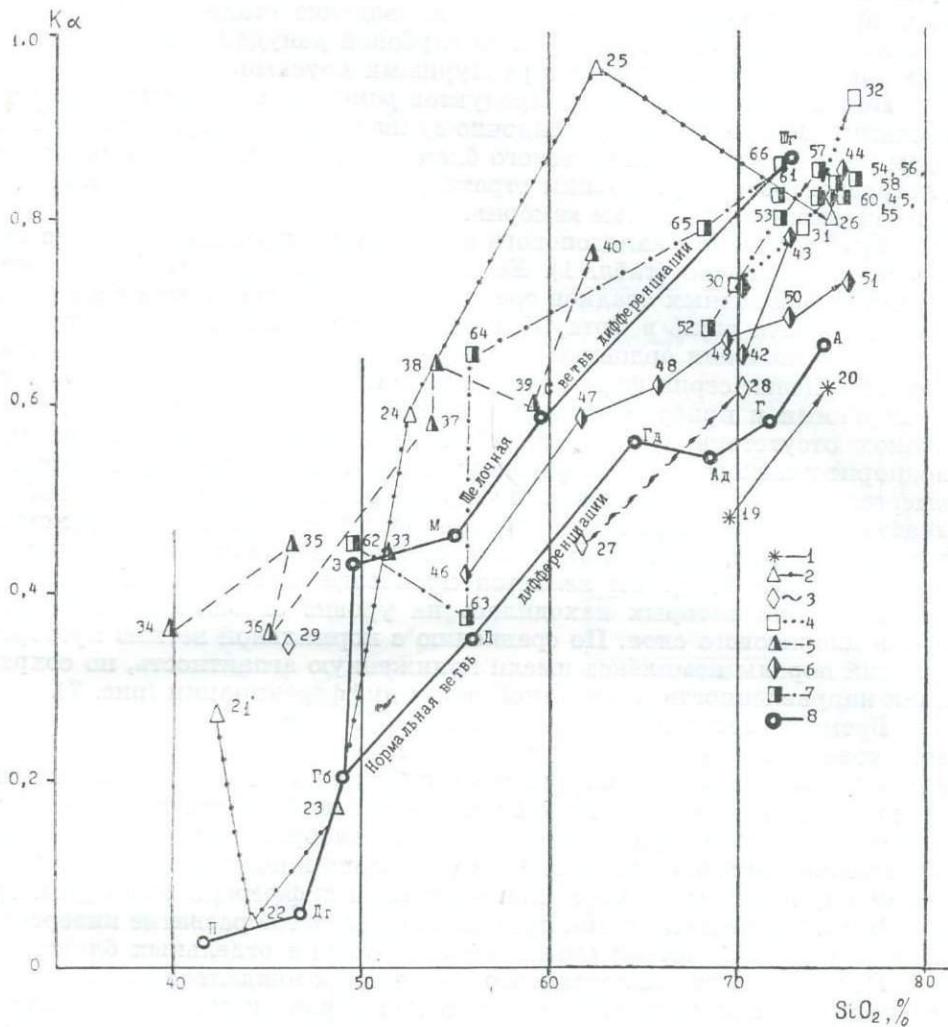


Рис. 7. Диаграмма «кремнезем — агпантность» интрузивных пород Успенского геотектоногена.

1 — магматиты основания (19, 20 — граниты алабасского комплекса); 2—4 — каледонский цикл; 2 — ранняя стадия (21—26 — ультрабазиты тектурмасского комплекса), 3 — средняя стадия (27—28 — гранодиориты западнокосмурунского комплекса, 29 — габбро котуробинского комплекса), 4 — поздняя стадия (30—32 — гранитоиды просторненского комплекса); 5—7 — гердинский цикл: 5 — ранняя стадия (33 — габбро жайремского комплекса, 34—40 — ультрабазиты камкорского комплекса), 6 — средняя стадия (41 — гранодиориты шокрабайского комплекса, 42—45 — граниты мамантасского комплекса, 46—51 — гранитоиды топарского комплекса), 7 — поздняя стадия (52—57 — гранитоиды калдырминского комплекса, 58 — субщелочные граниты жаксытагалинского комплекса, 59—61 — граниты акчатауского комплекса, 62—66 — байназарский комплекс субщелочных пород); 8 — типовые составы пород СССР по С. П. Соловьеву (1970): II — перидотит, Дт — дияллагит, Гб — габбро, Д — диорит, Гд — гранодиорит, Ад — адамеллит, Г — гранит слюдяной, А — аляскит, Э — эсексит, М — монцонит, С — сиенит, Щг — щелочной гранит.

тоногена расположены севернее. Вдоль северной его окраины узкой прерывистой полосой протягиваются вулканогенные и осадочно-вулканогенные породы спилито-микрокварцитовой и спилито-яшмовой формаций рифея, а также цепочки ультрабазитов тектурмасского комплекса (рис. 4, 5, табл. 1). Эти же образования ранней стадии слагают осевую часть Тектурмасского блока. Часть магматитов возникла в результате выплавления магмы из подкоровых слоев. Элементов структур, сформировавшихся в среднюю и позднюю стадии байкальского цикла, почти не сохранилось из-за глубокой денудации и частичного перекрытия более поздними структурными ярусами.

**Каледонская структура.** Продуктов ранней стадии этого цикла не известно. Возможно, часть осадочно-вулканогенных образований Тектурмасса и Ортау-Коктенкольского блока, а также отдельные интрузии ультрабазитов при уточнении стратиграфии окажутся более молодыми, относящимися к низам кембрия.

**Средняя стадия** каледонского цикла также представлена явно не полно и отрывочно (табл. 1). Ее начало характеризуется развитием углисто-карбонатных осадков среднего кембрия, сохранившихся в настоящее время лишь в Ортау-Коктенкольском блоке. Более широко развиты отложения ордовика и низов силура. В этот период формировались целая серия формаций, сложенных мелководными прибрежно-морскими и прибрежно-континентальными осадками при почти полном отсутствии вулканитов. Магматиты представлены габбро-гранодиорит-плагиогранитной формацией верхнего ордовика, в которой имеется ряд последовательных интрузий разного состава — от габбро-диабазов до плагиогранитов, объединяемых в западнокосмурунский комплекс и располагающихся на стыке Акжальской и Успенской структур (рис. 4, 5). Он является производным гетерогенных магм, очаговая зона которых находилась на уровне зарождавшегося в то время диоритового слоя. По сравнению с нормальной ветвью преобразований породы комплекса имели пониженнную агпантность, но сохраняли направленность нормальной ветви дифференциации (рис. 7).

Времени наибольших напряжений ЗК в среднюю стадию соответствовала магматическая деятельность базальтового типа, проявленная в форме интрузий силурийского габбро-диорит-диабазового комплекса (котуробинского), развитых в юго-западной части Жаман-Сарысуйского антиклиниория. Они сложены габброидами с несколько повышенной натровостью, располагающимися в поле базальтовой магмы между щелочной и нормальной ветвями дифференциации (рис. 7).

В целом средней стадии присущи прерывистое развитие инверсии, неустойчивость и частая смена знака движения отдельных блоков.

**Поздняя стадия** каледонского цикла сопровождалась интенсивными восходящими движениями отдельных блоков и мощной магматической деятельностью, продукты которой создали комплекс вулканитов андезито-базальтового и дацитового состава, характерный для переходных областей орогена, развитый в предгорьях Ортау и районе оз. Коктенколь (рис. 4, табл. 1). Каледонский ороген завершился образованием липарито-дацитовой формации вулканитов живет-франского возраста и внедрением по северо-западной периферии Успенской зоны довольно крупных интрузий гранитоидов устанынжальского и просторненского комплексов. Вулканиты поздней стадии создали непрерывную серию полного ряда от базальтов через андезиты и дациты к липаритам. По мере продвижения очаговой зоны вверх последующие комплексы становились все более кислыми и более щелочными. Вариационные линии изменения содержаний главных пордообразующих элементов различны (рис. 8). Количество кремнезема неуклонно

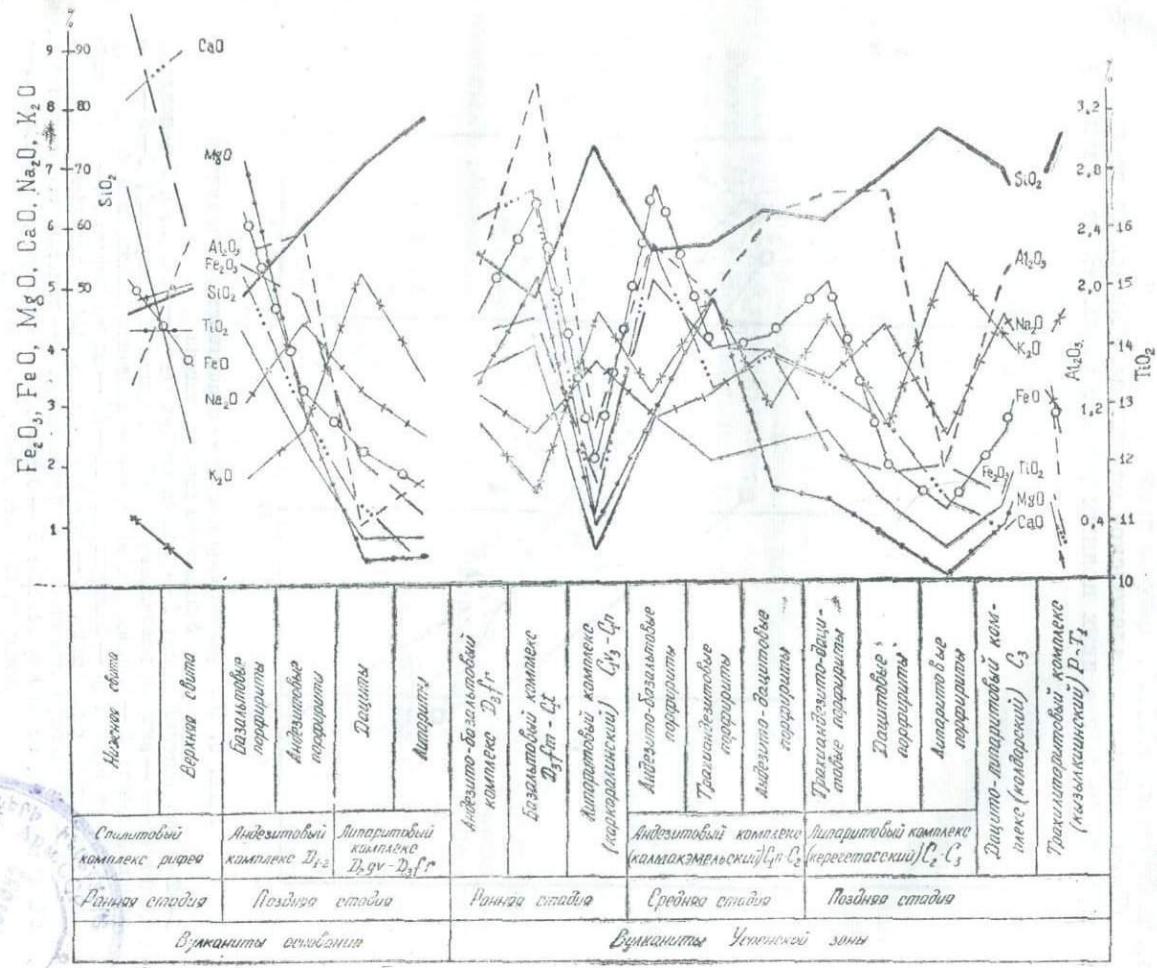


Рис. 8. Эволюция составов вулкаников Успенского геотектоногена и его основания.

возрастало; щелочи вначале имели тенденцию к увеличению, а затем — к снижению: для калия лишь в конце стадии (липаритовая фация), для натрия уже с андезитовой ступени, причем уровень натрия к концу стадии был значительно ниже, чем в начале. Фемические компоненты (железо, магний, титан, кальций) проявляли резко выраженную тенденцию к уменьшению содержаний, и только в конце серии их уровни почти не менялись. На диаграмме « $\text{SiO}_2$ —Ка» (рис. 9) поле вулканитов поздней стадии каледонского цикла имеет удлинение, характерное для габбро-гранитного ряда дифференциации. Гранитоиды этой стадии (устанынжальский и просторненский комплексы) представлены породами нормального ряда, преобразующимися по обычной схеме от гранодиоритов до аляскитов (рис. 6, 7).

В каледонском цикле развития довольно отчетливо наблюдается смещение центров позднего магматизма к северу и югу от осевой части Тектурмассской ГПЗ.

Таким образом, каледонское основание Успенского геотектоногена прошло не менее двух полных циклов развития от древней коры

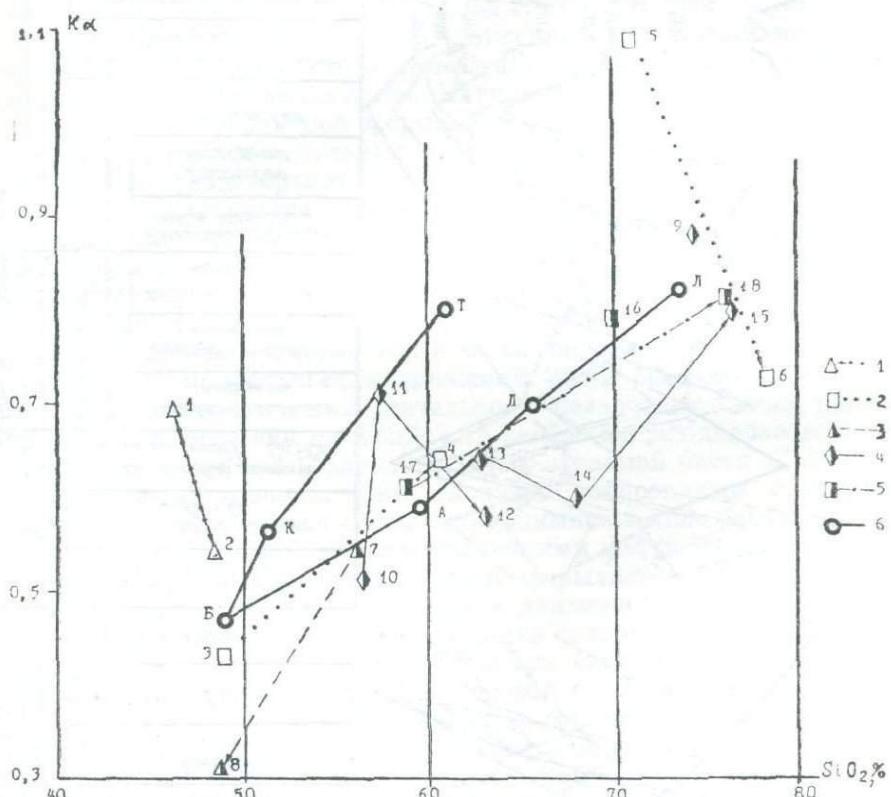


Рис. 9. Диаграмма «кремнезем — агпантность» вулканитов Успенского геотектоногена.

1—2 — каледонский цикл: 1 — ранняя стадия (1—2 — спилиты), 2 — поздняя стадия (3—4 — андезито-базальты, 5—6 — дациты и липариты); 3—5 — герцинский цикл: 3 — ранняя стадия (7—8 — андезито-базальтовая формация), 4 — средняя стадия (9 — липаритовая, 10—12 — андезитовая, 13—15 — липарито-дацитовая формации), 5 — поздняя стадия (16 — липарито-дацитовая, 17—18 — базальт-трахилипаритовая формации); 6 — типовые составы пород СССР по С. П. Соловьеву (1970): Б — базальт, А — андезит, Д — дацит, Л — липарит, К — керсанит, Т — трахит.

континентального типа к каледонскому орогену, завершившемуся магматизмом франского времени. Мощность коры возросла в первом приближении до 35—40 км.

### СТАДИИ ГЕРЦИНСКОГО ЦИКЛА РАЗВИТИЯ

На геологических картах Казахстана, начиная с карты Н. Г. Касина (1939) и кончая картой В. Ф. Беспалова, Ш. Е. Есенова и др. (1966), Л. И. Боровикова (1970) для Прибалхашья, рисуется структура замыкания параллелограмма, открытого в сторону оз. Балхаш. С юго-запада и северо-востока его обрамляют Чу-Илийский и Чингизский антиклиниории, а с севера — субширотный Тектурмасский. В то же время складчатые структуры Срединного антиклиниория субмеридиональны, а в районе Ортау байкалиды образуют плавный поворот и в Тектурмасском антиклиниории сопрягаются с субширотными. Каледониды Жаман-Сарысуйского антиклиниория на юге имеют северо-западное простижение, в центре — субмеридиональное, а у южного борта Успенской структуры плавно поворачивают к северо-востоку и становятся почти параллельными Тектурмасскому антиклиниорию.

Ритмичный характер напряжений и смена северо-западного направления движения юго-восточным являются общей закономерностью формирования пликативных и дизъюнктивных структур Успенской зоны. Внутренние, обращенные к Балхашу древние блоки выполняли как бы роль поршня, и поэтому в них возникали параллельные субширотные отрывы. Смена фаций в отдельных блоках, ступенчатый характер изменения мощностей осадков и вулканитов указывают на то, что субгоризонтальные движения блоков сочетались с субвертикальными. Именно такие движения главенствовали при формировании Успенской ГПЗ и связанного с ней геотекtonогена.

*Ранняя стадия.* Вертикальные движения и опускания в начальной стадии, если учесть мощности успенской свиты (фамен — турне) и отложений живет — франа (все конседиментационные), а также глубину постседиментационного погружения трога, можно оценить максимальной величиной в 6 км. Разломный характер и крутое падение поверхностей не вызывают сомнений. Механизм формирования трога и самой синклинали аналогичен образованию современных рифтов со ступенчатым поперечным профилем. Первоначальные напряжения, определившие зарождение Успенской структуры в южном крыле Тектурмасского геотекtonогена, являются субмеридиональными растяжениями.

В раннюю стадию на этом крыле формировались три основных элемента линейной структуры: центральный трог, северное и южное крылья. Северное крыло несколько более узкое из-за резкого ограничения со стороны блока Тектурмаса, но с большими амплитудами опускания. Южное крыло более широкое и менее правильного очертания со стороны Жаман-Сарысуйского, уже расчлененного на блоки антиклиниория, и Токрауского и Тастауского прогибов.

Заложение Успенской ГПЗ именно во фране подтверждается резкой сменой в его разрезе липаритовых серий вулканитов на базальтоидные, что свидетельствует о возникновении в этот период глубоких разломов, достигших базальтового слоя и способствовавших зарождению и развитию в нем новых очаговых расплавлений.

Франская молассовая формация представлена фациями пестрых туфов и лавовых потоков, обычно слагающих линзовидные и пластовые тела мощностью от 1—2 до 50 м, состоящих из базальтов, андезито-базальтов, андезитов, трахиандезито-базальтов и трахиандезитов. По

составу это нормальные известково-щелочные породы с некоторым повышенным суммарным содержанием железа, иногда натрия. Они залегают в красноцветных континентальных отложениях.

Следующая, фамен-турнейская базальто-кремнисто-карбонатная формация (морская) сложена покровами диабазовых порфиритов, обычно недонасыщенных кремнеземом и обладающих повышенной щелочностью, а также спилитами, трахитами, ортофирами, липаритами. По составу вулканиты контрастно дифференцированы и более основные, чем франские. Это позволяет предполагать, что ЗК и ее сиалическая часть к началу заложения Успенской ГПЗ уже были достаточно мощными, и глубинные расколы не могли в этот период проникнуть до глубоких частей колонны. Лишь в дальнейшем они углубились и открыли доступ базальтоидной магме, продуктом которой явился комплекс фамена — турне. Общие черты с живетским вулканализмом объясняются унаследованностью тектонического плана, преемственностью магматических бассейнов либо уровней генерации базальтовой магмы в единой колонне ЗК, начиная от франа до фамена — турне включительно («Геология и металлогения Успенской тектонической зоны», т. 6, 1968).

Эволюция составов вулканитов отражена на рисунке 8, из которого видно, что содержания кремния и щелочей резко падают от начала к концу стадии, а количество кальция, магния, железа и алюминия повышается в том же направлении. По соотношению  $\text{SiO}_2 - \text{Ca}$  вулканиты этой стадии помещаются в узкой полосе с осью удлинения, характерной для габбро-гранитного ряда, незначительно отклоняющейся от типового базальта в сторону пониженной агпантности к концу стадии, приближаясь по этому показателю к диаллагиту (рис. 9).

Ранняя стадия заканчивается внедрением сравнительно мелких интрузий габбро-диабаз-монцонитового жайремского субвулканического и перидотит-габбрового камкорского комплексов (перидотит-габбровая формация).

Жайремский комплекс габбро-диабазов выделен в Атасуйском районе (Митряева, Рожнов, Щерба, 1962). К нему относятся пластинчатые залежи габбро-диабазов и монцонитов Северного Жайрема, шток габбро Клыч, трещинные тела диабазов Каражала и другие. Известно, что эти тела являются субвулканическими комагматами фамен-турнейского базальтоидного вулканализма. Они рвут отложения успенской свиты ( $D_3\text{fm} - C_1t$ ) и выше обычно не проникают.

Довольно близок по времени и условиям формирования камкорский перидотит-габбровый комплекс, развитый в виде двух параллельных прерывистых полос небольших межпластовых силловых тел, тектонических блоков и останцев вдоль северного и южного бортов Успенского трога. Интрузии, как правило, дифференцированы. Между породами, представленными габбро-норитами, габбро, диоритами и в меньшей степени перидотитами, существуют взаимопереходы: в центральных, более глубоких частях встречаются перидотиты, которые по вертикали и к периферии сменяются габбро, а затем диоритами. Петрохимически комплекс представляет непрерывный ряд от оливинового габбро через роговообманковый перидотит к диаллагиту. Широко развиты гибридные, промежуточные по составу породы.

Жайремский комплекс (рис. 7) несколько более кислый и менее щелочной, чем первые дериваты камкорского комплекса. В комплексе наблюдаются две ветви: нормальная (габбро — габбро-пегматит) и субщелочная (горнблендит — монцонит — сиенит). Щелочность в основном возрасла за счет натрия, количество окиси которого в отдельных типах пород достигало 36% от их общего веса (рис. 6).

Зафиксированная величина горизонтального относительного раздвижения блоков в раннюю стадию может быть приближенно оценена по мощности только корневых тел пояса живет-фран-фаменского вулканизма (сотни метров) и разуплотнению пород в пределах обрамляющих зон разломов (сотни метров) не более чем в 1 км. Примерно такое же по размеру раздвижение было при формировании покрова визейских вулканитов.

*Средняя стадия.* Первое сжатие средней стадии (саурская фаза) вызвало уплотнение структуры, формирование Успенского синклиниория, развитие линейных прямых складок нескольких порядков с довольно крутыми крыльями, ориентированных параллельно бортовым частям. Масштабы сближения бортовых частей оценить трудно. Их нельзя определить сокращением поверхностей слоев и структурных горизонтов при складкообразовании, поскольку отмечалось сползание сминаемых слоев. По степени уплотнения с учетом сжимаемости горных пород при высоких давлениях и ширины синклиниория также могут быть выделены сугубо приближенные амплитуды сдвижения, которые получаются довольно значительными. Все же следует считаться с тем несомненным фактом, что сокращение блоков гораздо меньше расширения, поскольку в структуре присутствуют вновь образованные тела (в том числе магматические трещинные), а также возникают обычные плотности пород. Естественно, что условия сжатия отразились на внутренней динамике ЗК. Накапливалось огромное количество энергии, которое в последующие периоды растяжения привело к образованию крупных магматических масс, давших начало нескольким вулканическим, вулкано-интрузивным и интрузивным комплексам. Последующее растяжение сопровождало развивающуюся инверсию и способствовало созданию мощного покрова вулканитов визе — намюра (каркаралинская свита), представленного накоплениями игнимбритов, липаритовых порфиров и туфами липарито-дацитового состава. Выходы его концентрируются отдельными, иногда обширными блоками проседания в центральной части Успенского трога, а также вдоль его южного борта. Позднее здесь же формировался Мамантасский интрузивный пояс. Вулканиты характеризуются довольно высоким содержанием кремнекислоты, щелочей и глинозема; калий незначительно преобладал над натрием (рис. 8). Они как бы продолжают контрастную дифференциацию предшествовавшего фаментурнейского комплекса вулканитов и на диаграмме « $\text{SiO}_2$ —Ка» занимают промежуточное положение между липаритом и щелочным гранитом (рис. 9).

Шокрабайский гранодиоритовый комплекс был выделен нами (Степанов и др., 1962) на основании того, что гранодиориты образуют самостоятельные сложные массивы с широко проявленными субфациями контакта в виде гибридных пород и продуктами дифференциации. В комплексе преобладают кварцевые диориты, гранодиориты и плагиограниты, создающие внутреннюю по отношению к Успенскому трогу зону Мамантасского пояса. В большинстве случаев контакты этих интрузий с вмещающими породами тектонические, но имеются и активные контакты с отложениями девона и карбона, вплоть до каркаралинской свиты. Сами гранодиориты прорываются биотитовыми и лейкократовыми гранитами мамантасского комплекса. Средний состав комплекса близок к гранодиориту, но отличается несколько повышенной натровостью.

Мамантасский комплекс биотитовых и лейкократовых гранитов слагает основную часть интрузивного пояса, который тянется с перерывами вдоль южного борта Успенского трога (рис. 5). Это линейно

вытянутые плутоны или изометричные тела, сложенные по меньшей мере тремя последовательными фазами интрузий: биотитовых, биотит-рогообманковых и рогообманковых гранитов I, лейкократовых гранитов II и аляскитовых гранитов III. Для комплекса характерны интенсивный динамометаморфизм пород, вплоть до превращения их в катахлазиты и милониты, а также повышенное содержание натрия. Увеличение количества натрия (рис. 6) связано в основном с процессами альбитизации, на отдельных участках ведущими к созданию зон альбитизированных гранитов. На диаграмме  $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$  граниты мамантасского комплекса почти совпадают с типовой нормальной ветвью преобразований в поле гранитных магм, располагаясь между нормальными и аляскитовыми гранитами. Развитые в его породах процессы альбитизации ведут к некоторому снижению кислотности и довольно значительному падению агпантности (рис. 7).

Продолжавшаяся в намюре инверсия вызвала новую активизацию глубинных разломов, в результате чего магма высвободилась из верхов базальтового слоя, подвергшихся к тому времени диоритизации. В результате сформировался пестрый по составу намюр-башкирский андезитовый вулканогенный комплекс (калмакемельская свита). В нем преобладают порфиры андезитового, реже андезито-базальтового и андезито-дацитового составов и их туфы. Кислые разности очень редки. Петрохимически намечаются две ветви: андезитовые и дацитовые железистые породы нормального известково-щелочного ряда и трахиандезитовые порфиры повышенной щелочности с преобладанием натрия над калием. Кремнезем и натрий в породах комплекса имеют тенденцию к постепенному возрастанию к концу процесса дифференциации. Количество калия и магния в середине серии резко возрастает, а в ее конце еще более круто падает (рис. 8).

На диаграмме (рис. 9) видно, что породы размещаются в пределах поля гетерогенных магм с осью удлинения базальтоидно-щелочно-го типа. Такое изменение (от нормальной ветви к щелочной и вновь к нормальной), а также резко повышенные по сравнению с вулканитами ранней стадии кислотность и щелочность пород указывают на то, что мощность ЗК в начале средней стадии значительно возросла и последующие расколы уже не проникали до собственно базальтового слоя. Очаговая зона сместились в диоритовый слой, а затем продвигалась далее вверх. Отсюда и колебания в составе и незаконченность серии.

Средняя стадия развития Успенской ГПЗ завершилась по периферии трога интрузиями топарского гранодиоритового комплекса. Комплекс трехфазный, представлен дайкообразными, удлиненно вытянутыми трещинными плутонами, штокообразными или изометричными межформационными и межпластовыми лакколитоподобными и куполовидными телами, в строении которых по фазам внедрения принимают участие кварцевые диориты, микродиориты и габбро-диориты I; гранодиориты, адамеллиты и лейкократовые диориты II; биотитовые и лейкократовые граниты III (Абрахманов и др., 1967). При активном внедрении перегретых магм развивалась ассилияция вмещающих пород, усилившая вариацию петрохимического состава (рис. 6, 7).

Интрузии Мамантасского пояса дали приращение объема структуры в ее средней части (за вычетом ассилияции и уплотнения рамы на 20%) на уровне современного среза примерно на  $4000 \text{ км}^3$  при расширении на 6%\*. Приращение мощности при этом составило в сред-

\* Расчеты проведены с помощью детального геологического картирования и количественной интерпретации геофизических данных о форме и размерах массивов на глубине.

нем для всей структуры около 1000 м (с учетом компенсационного прогибания) при средней вертикальной мощности известных уплощенных по форме массивов в 3 км. Наличие крутопадающих мощных корней массивов позволяет оценить горизонтальное раздвижение вдоль южного борта синклиниория более 1 км. Аналогичные подсчеты для последующих интрузивных комплексов дают такие сугубо приближенные величины (табл. 2).

Таблица 2

Приращение объема и мощности Успенского геотектоногена  
за счет внедрения герцинских гранитоидов

Интрузивный комплекс	Приращение объема, км <sup>3</sup>	Среднее поднятие, м	Горизонтальное разрастание, км
Мамантасский, шокрабайский	5500	250	>1 (южный борт)
Топарский	900	50	?
Калдырминский	13500	750	2 (северный борт)
Акчатауский	2500	140	2,5–3 (удлинение)

Поздняя стадия развития характеризовалась восходящими движениями с блоково-глыбовыми перемещениями, широкой гранитизацией с приращением мощности гранитного слоя. В результате в верхней части колонны образовался целый ряд вулканогенных и интрузивных комплексов.

Разрывы в условиях возросших мощностей ЗК, особенно ее гранитного слоя, где произошло расплавление, не смогли уже проникнуть в глубокие горизонты. В результате почти все последующие магматиты являются производными очаговых зон гранитного слоя и по составу — самыми кислыми. Поздняя стадия объединяет два комплекса вулканитов, начинающихся с трахиандезит-дацитовых порфиров и заканчивающихся игнимбритами и туфами липаритовых порфиров.

Средне-верхнекарбоновый вулканогенный комплекс (керегетасская свита) развит наиболее широко. В нем преобладают туфы и туфоловы липаритовых, липарито-дацитовых и трахилипаритовых порфиров, кварцевых порфиров и трахиандезит-дацитовых порфиров (последние — обычно в низах разрезов). По составу это кислые разности пород известково-щелочного ряда, обычно пересыщенные глиноземом. Реже встречаются более основные вулканиты с повышенной щелочностью, железистостью и магнезиальностью (рис. 8, 9).

Верхнекарбоновый дацито-липаритовый комплекс (колдарская или архарлинская свита) развит только по южной периферии восточной части зоны. Он представлен туфами и игнимбритами дацитовых и липаритовых порфиров и, по-видимому, является продуктом заключительных этапов становления орогена. Возможно, это производные уже другой структуры — Токрауского синклиниория, развитие герцинского орогена в котором закончилось позднее, чем в Успенской зоне (кызылкинская свита перми).

Эволюция составов сопровождалась неуклонным увеличением содержания кремнезема. Щелочи активны во всех продуктах, но поведение их незакономерно, хотя количество калия и натрия колеблется около определенного уровня. Фемические компоненты имеют тенденцию к разубоживанию (рис. 8). К концу стадии несколько падают кис-

лотность и щелочность при резком повышении роли глинозема и натрия. На диаграмме (рис. 9) вулканиты поздней стадии занимают поле между дацитом-липаритом и сиенитом.

Калдырминский комплекс биотитовых и лейкократовых гранитов образует наиболее крупный одноименный интрузивный пояс, протягивающийся вдоль северного борта Успенского трога (рис. 5). По геофизическим данным, отдельные массивы пояса соединяются на глубине. Вдоль южного борта Успенского трога и в удалении от него к югу также встречаются отдельные массивы этого комплекса. В целом в комплексе насчитывается до четырех последовательных фаз внедрения, различающихся между собой структурными особенностями и отчасти составом (первая фаза — биотитовые граниты либо адамеллиты, гранодиориты). По составу породы в целом близки к нормальному биотитовому граниту, несколько пересыщенному глиноземом, но с широкими вариациями кремнезема и фемических компонентов (рис. 6). Они почти повторяют нормальную ветвь дифференциации (рис. 7).

С поздними этапами связано формирование жаксытагалинского комплекса субщелочных гранитоидов, представленного небольшими штокообразными телами гранофировых гранитов, граносиенитов, фельзитов и кварц-полевошпатовых порфиров. Состав их колеблется от сиенитов до щелочных гранитов. Распространение пород комплекса менее значительно, чем предполагалось ранее (Соболев и др., 1966; Дорохов, 1965; Иванов, 1968 и др.). Нами установлено, что большинство интрузий, относившихся ранее к жаксытагалинскому комплексу, в том числе и кольцевые интрузии Жаксытагалы, Улькен-Каракуу, содержат ксенолиты акчатауских гранитов и относятся к более позднему байна-зарскому комплексу. Собственно жаксытагалинские гранитоиды по составу размещаются в поле аляскитов. В них несколько повышены по сравнению с калдырминскими содержания кремнезема и понижены — калия и алюминия (рис. 6, 7).

Наиболее интересен с точки зрения редкометальной рудоносности пермский акчатауский комплекс лейкократовых и аляскитовых гранитов. Здесь известно более полутора десятков массивов. Некоторые из них (Саран, Нурагалды и др.) не имеют выходов на дневную поверхность и их выступы встречены в процессе буровых работ. Другие (Каркары) отпрепарированы почти полностью, третьи (Ортау, Катпар, Мурзатай и др.) — лишь частично. Все массивы имеют многофазное строение (2—3 фазы). Граниты последовательных фаз внедрения лейкократовые, отличаются в основном по структурным признакам. По составу они близки к аляскитам; внутри комплекса от фазы к фазе намечается некоторое повышение щелочности за счет уменьшения содержания кремнезема, однако агпантность при этом почти не меняется (рис. 6, 7). Широко проявлены метасоматические преобразования: калишпатизация, альбитизация, грейзенизация. Как правило, наиболее интенсивно эти процессы развивались в связи с гранитоидами II фазы, иногда завершаясь формированием редкометальных месторождений (Коктенколь, Нурагалды и др.).

После затухания гранитоидного магматизма в связи с продолжающимися движениями активизировались одновременно существовавшие локальные магматические очаги на разных уровнях колонны. Они дали начало кызылкиинскому вулканогенному и байна-зарскому интрузивному позднеорогенным комплексам, которые завершили магматизм геотектоногена. Вулканические центры и пояса малых интрузий располагались в разных частях геотектоногена и на границах его с другими структурами каркасного типа (Токрау, Айдарлы-Жамантасский дайковый пояс).

Кызылкиинская пермская базальт-трахилипаратовая свита обычно разделяется на две подсвиты: нижнюю базальтоидную и верхнюю трахилипаратовую. Нижняя подсвита довольно широко распространена южнее, в Токрауском синклиниории. Верхняя подсвита развита на востоке, перекрывая колдарскую или архарлинскую свиту и заполняя кальдеры кольцевых структур Улькен-Каракуу и Каркаралы. В ней наряду с туфами и игнимбритами трахилипаратового состава появляются лавовые покровы.

Пермский (байназарский) комплекс субщелочных габбро-диабазов и гранит-порфиров характеризуется пестрым составом, часто с субщелочным уклоном. Нередко пространственно совмещены различные дайки. Так, в массиве Ирек Е. В. Рыбалтовским выделено до 12 генераций даек: гранит-порфиры, кварцевые порфиры, плагиопорфиры, гранодиорит-порфиры, диоритовые и диабазовые порфиры, сиенит-порфиры, граносиенит-порфиры. Дайковые и трещинные тела часто объединяются в дугообразные пояса, кольцевые зоны (Жаксытагалы, Улькен-Каракуу, Каркаралы и др.), описанные ранее Т. В. Перекалиной (1966) и др. Петрохимически породы разделяются на две группы: нормального ряда (от габбро до аплита) и щелочного (монцонит — сиенит — щелочной гранит), между которыми существуют переходные разности. Намечается неуклонное повышение количества кремнезема и щелочей, вплоть до появления граносиенитов и щелочных гранитов, а также понижение в этом же направлении ряда фемических компонентов (рис. 7). Кислые разности отличаются от близких пород жаксытагалинского комплекса повышенной основностью и щелочностью.

Внедрение интрузий байназарского комплекса произошло сразу же после формирования редкometальных руд, до окончательного охлаждения гранитоидных массивов. Петрохимическая независимость от предыдущего акчатауского комплекса и более основной состав пород указывают на то, что очаги магматизма залегали глубже и начали функционировать после того, как трещины смогли развиться по отвердевшим массивам. Именно в этом заключается особенность байназарского и других подобных послегранитных комплексов малых интрузий (так называемые «дайки второго этапа», по О. С. Полковой и В. С. Коптеву-Дворникову).

В целом для магматизма Успенского геотектоногена характерно следующее.

1. Основные активные процессы развития Успенской ГПЗ зафиксированы в продуктах магматизма эволюционирующего состава.

2. Этапность развития ЗК подчеркивается также цикличностью магматических процессов. Каждая стадия развития ЗК сопровождалась серией магматитов, развивавшихся по единой схеме; во времени состав магматитов изменялся от более основных к более кислым как за весь цикл, так и внутри отдельной стадии.

3. Вертикальная миграция очаговых зон обусловлена продвижением теплового фронта и нарастающей от стадии к стадии и от ступени к ступени мощностью ЗК. Каждая ступень и каждая последующая стадия формирования ГПЗ отличалась обычно от предшествующей более высокими начальными уровнями зарождения или даже миграцией очаговых зон. Лишь в конечные этапы развития ЗК все возрастающая жесткость способствовала проникновению глубоких расколов в ее нижние области, где обычно вскрывались незначительные массы базальтоидной или контаминированной магмы (кызылкиинский вулканогенный, байназарский интрузивный комплексы).

4. Горизонтальные миграции очаговых зон отмечаются перемещением центров магматизма обычно с северо-запада на юго-восток, фик-

сирующимся наращиванием геотектоногена от осевой части Успенского трога к периферии.

5. Высокая мобильность Успенской ГПЗ на протяжении всей истории развития ЗК превратила последнюю в область практически непрерывной магматической активизации от начала заложения зоны до превращения ее в герцинский геотектоноген.

Всего в верхней части колонны объем увеличился за счет вскрытых гранитоидных интрузий на  $22\ 400 \text{ км}^3$  (табл. 2). Для более нижнего уровня (до глубины 10—12 км) объем интрузивных масс, по геофизическим данным, составляет суммарно для всех комплексов уже около  $90\ 000 \text{ км}^3$ . Если принять, что даже 30% материала является палингением, то и в этом случае приращение объема структуры будет равно  $63\ 000 \text{ км}^3$ , что вызовет всучивание и вертикальное расширение структуры на 3,5 км с учетом не только поднятия верхней части колонны, но и компенсационного проседания над разгрузившимися очагами магматизации.

Вулканизм, создавший покров мощностью более 2 км, вызвал разрастание структуры и способствовал ее «росту». Здесь также наблюдалось некоторое проседание над бассейнами вулканических очагов, но оно было меньшим по сравнению с возросшей мощностью вулканов (за счет разуплотнения).

Отсутствие резких прорывов интрузивных масс, палингенеза, гибридизма, магматизации, резкой ориентировки большинства протоструктур, сам механизм становления многофазных plutонов указывают на то, что не только вулканизм, но и интрузивный магматизм проявлялся в обстановке растяжения. В целом же развитие структуры, ее магматизация — это последовательное от этапа к этапу приращение ее объема, несмотря на чередование периодов растяжения с периодами сжатия. Получаемые величины приращения мощности верхней части структуры составляют более 6 км и, как видно, даже превосходят сохранившиеся сейчас размеры прогибов в верхней мантии.

Кольцевые вулкано-плутонические структуры — Жаксытагалы, Ульген-Каракуу, Токантас (Кангашты) и др. — развивались со средне-го карбона до перми. Трециновые кольцевые интрузии байназарского комплекса проявились даже вокруг стабилизированных гранитных ядер (Южно-Каркаралинская структура). Кольцевые структуры разви-вались на консолидированном основании, будь то каледонский блок Жаман-Сарысуйского антиклиниория (Жаксытагалы) либо залеченный интрузиями ранее подвижный блок (Ульген-Каракуу). Характер структур указывает на развитие их в условиях растяжения — проседания субцилиндрических блоков и их частей над разгружавшимися магматическими камерами. И здесь также увеличивался объем структуры в результате выноса сиала из глубин.

Внутренняя сущность механизма чередования периодов растяжения с периодами сжатия выражалась в перестройке ранних структур, перераспределении вещества колонны, последовательном изменении состава и мощности слоев ЗК в направлении потока вещества и энергии из верхней мантии к верхним частям ЗК и на ее поверхность. Главную роль в этом перераспределении сыграл магматизм, проявившийся в разной степени на всех стадиях развития ГПЗ.

### Периодизация формирования геотектоногена

Рассмотренный выше механизм развития структур и магматизма Успенской ГПЗ и ее основания подчеркивает цикличность и периодичность процессов, способствующих формированию геотектоногена.

Общая длительность создания всей Тектурмассской системы охватывает полный мегацикл 1100—240=860 млн. лет, что хорошо совпадает с данными Л. И. Панкуля (1968). Имеющиеся перерывы W, Ст<sub>3</sub>, S<sub>2</sub> и др. обусловлены либо неполнотой имеющихся сведений, либо внутренней стабилизацией отдельных структур.

Схема формирования зоны в обобщенном виде приведена в шестом томе монографии «Геология и металлогенез Успенской тектонической зоны» (1968). Выглядит она следующим образом (табл. 3).

Таблица 3  
Развитие Успенской ГПЗ и становление геотектоногена

Стадия	Механизм	Продукты
Ранняя (фран—визе)	Растяжение, разломы, опускание, нарашивание ЗК снизу (начало магматизма)	Трецинны базальты франа. Трог фамена глубиной до 1,5 км, базальтовый вулканализм, кремнисто-аргиллито-карбонатные фации, вулкано-химические осадки (фамен — турне), интрузии габброидов — жайремский, камкорский комплексы
Средняя (визе—верхний карбон)	Сжатие, замыкание трога (инверсия). Растяжение, разломы (рост ЗК, смещение очагов магматизма вверх и вниз по колонне)	Складчатость линейная. Вулканализм дацит-липаритовый, интрузивные комплексы — шокрабайский, мамантасский, топарский
Поздняя (верхний карбон—пермь)	Сжатие (сплющивание, сдвиги и надвиги)  Растяжение, разломы (магматизм в гранитном слое)  Растяжение, сводовые поднятия орогена (магматизм на разных уровнях ЗК, рост ЗК, корней гор и последующие разъединения)	Складчатость, зоны рассланцевания, скальвания, поперечные и диагональные сдвиги, чешуйчатые надвиги  Вулканализм андезит-липаритовый, гранитоидные интрузии (кальдырминский, жаксытагалинский, акчатауский комплексы)  Байназарский комплекс субщелочных габброидов и гранитоидов, вулканализм базальт-липаритовый, горообразование, сдвиги, денудация

Основная сущность развития ГПЗ — это преобразование ЗК, непрерывно-прерывистое приращение объемов геологической структуры, ее рост за счет вещества верхней мантии и латерального перераспределения осадков. В процессе герцинского тектогенеза примерно за 130 млн. лет в Успенской ГПЗ, по совокупности данных, произошло, вероятно, такое преобразование ЗК (снизу вверх).

I. Приращение слоя базальта за счет верхней мантии более 5 км.

II. Диоритизация верхней части базальтового слоя, гранитизация верхней части диоритового слоя, общее приращение около 5 км.

III. Гранитизация сedimentного слоя, приращение гранитного слоя 4,5 км.

IV. Приращение сedimentного слоя (вулканализм, осадочные породы) более 3 км.

Общее приращение мощности ЗК составило свыше 18 км.

В своем развитии ЗК в качественном и количественном выражении продвинулась еще на одну ступень, пройдя стадию герцинского орогена на коре каледонид и достигнув мощности, судя по современным альпидам, около 60 км.

После консолидации и стабилизации структуры продолжались поднятия изостатического характера, приведшие к денудации сedimentного слоя на 3—6 км и местами к вскрытию гранитного слоя. При этом произошли известное нивелирование неоднородности и сглажива-

ние аномальности структуры по отношению к окружающей ЗК. Обратный процесс сокращения ЗК снизу и сверху осуществлялся медленно и поэтому, несмотря на истекшие 260—240 млн. лет, еще сохранилась аномалия в виде Успенского геотектоногена.

Надо полагать, что процесс нивелирования является составной частью цикла, либо новая ступень развития ЗК наступает после некоторого сглаживания неоднородностей предыдущего орогена (структуры байкалид и каледонид).

### Геохимическая и металлогеническая специализация магматитов

Термическая активизация и магматизм обеспечили миграцию элементов, что отразилось в геохимической и металлогенической специализации.

Самая высокая степень дифференцированности присуща магматитам ранней стадии. Вулканиты фамена — турне чрезвычайно бедны рудогенными элементами, так как происходило разубоживание, особенно к концу магматической дифференциации. Резко выраженный дефицит рудогенных элементов (рис. 10, 11), возможно, обусловлен их потерей еще в промежуточном очаге. Обособившиеся элементы группы железа и цветных металлов выносились растворами на поверхность одновременно с фамен-турнейскими вулканитами, где служили основным источником рудного вещества для вулканогенно-осадочных месторождений атасуйского типа. Таким путем возникла отрицательная геохимическая специализация магматитов при их в общем положительной металлогенической специализации.

Инtrузиям акчатауского комплекса присуща обычная схема эволюции состава гранитоидов, когда редкие металлы, кремниксилота, щелочи и летучие накапливались в более кислых дифференциатах к концу магматических процессов. Здесь отмечается наиболее высокая степень концентрации редких металлов (рис. 10).

В послемагматическую стадию шло дальнейшее накопление рудных элементов путем их экстрагирования и автолизии. Положительная геохимическая специализация органически связана с положительной металлогенической специализацией на редкие металлы.

Остальные магматиты Успенской ГПЗ характеризуются близкими к кларковым содержаниями элементов-примесей, особенно для редких и цветных металлов, и даже нижекларковыми для железа, циркония и бериллия (табл. 4, рис. 10, 11).

### Время и формы проявления редкометального оруденения

Циклическое развитие геотектоногена способствовало формированию нескольких, разделенных большими промежутками времени интрузивных комплексов гранитоидов, в разной степени генерировавших редкометальное оруденение (табл. 5). Поскольку площади интрузивных массивов различных комплексов неравновелики, то, учитывая данные таблицы 1, в таблице 5 приведены коэффициенты относительной металлогенической концентрации  $a_1$ ,  $a_2$ ,  $a_3$ , вычисленные по формуле  $a_i = \frac{n}{S}$ , где  $i=1-3$ ;  $n$  — число признаков;  $S$  — распространенность выходов интрузивного комплекса на дневную поверхность (в % от общей площади интрузивных пород геотектоногена). Эти коэффи-

Таблица 4

## Распределение элементов-примесей в магматитах Успенской зоны (относительно кларков пород)

Возраст	Стадия	Комплекс	Fe	Mn	Ti	Co	Ni	Cr	V	Cu	Fe	Zn	Ga	Sr	Ba	Zr	Be	W	Mo	Sn	Nb	Y	Yb	
P <sub>2</sub>	Поздняя	Бай-на-зар-ский	сиенит-порфиры	1,1		1,7	1,6	2,5	-2,5	1,2	1,5	2,2	-2	2	1	-1,8	-4	-2,5		1	1	-5	-1,7	-4
		Гранит-зар-ский	порфиры	-1,4		-1,1	-2,5	2,5	-1,4	1	2,5	4,5	-16	1,5	1	-1,7	-2,9	-1,7		1	1	1,5	1,5	-2
		Порфири-ты			-2,2	-2,2	-2	-1,6	-1,7	-1,8	1,8	-4	1	1,6	1,4	-1,8	1,8		1	1	1	1	1	
P <sub>1</sub>		Акчатауский (алекситовый)		-4,5	-1,3	-1,5	-1,7	-2,7	1	-2	2	2,5	-20	1	-1,3	-4,1	-2,5	1	7	5	2	1	-1,7	-2
C <sub>3</sub> —P		Жаксытагалинский грано-сиенитовый				1,1	1,6	2	-1,2	1,2	1	1,5	-2,2	1,7	1	-1,8	-2,3	-5		1	-3	-5	-2	-2
C <sub>3</sub> —P		Трахилипаритовый		-2,7	5	1,2	-1,2	2,4	1,8	1,5	2	-1,2	-2			-1,7		<1	1	2,3	-2,5	<1		
C <sub>3</sub>		Калдырминский (гранито-вый)																						
C <sub>2</sub> —3		Липаритовый		-4	-1,8	-1,4	2	1,4	-1,2	-2	1,1	2,5	1	1,8	-1,5	-5,5	-2	-1,8	<1	2	2	1,7	-2,9	<1
C <sub>2</sub> —3		Топарский (гранодиорито-вый)		-1,2	1,7		3	3	6,4	2,8	1	-1,3	1	1	1,3	-2,8	-4	-1,8	1	1	1	1	1	-1,3
C <sub>1n</sub> —C <sub>2</sub>	Средняя	Анdezитовый		-1,5	-7	1,5	1	-1,7	2,8	-2	1,3	2	-1,2			-1,2			1	14	-2	-20	<1	
C <sub>1</sub>		Мамантас-ский (гранодиорит-гранитовый)		-1,2	-2	-1,4	1,4	3	-1,6	1	1,1	1	-1,5	-1,4	-6,1	-1,6	-1,7	-1,8	1	<1	<1	-1,4	3,6	5
C <sub>1v</sub> —п		Анdezит-ли-паритовый		-1,5	4	-2	2	1,6	1,5	1	1,5	1	-3						1	1	1,7	2,3	<1	
C <sub>1</sub>		Камкорский (перидотито-габбровый)																						
D <sub>3f</sub> m—C <sub>1t</sub>	Ранняя	Жайремский (габбро-диабазо-вый)		-1,1	-1,6	1	-2	-3	-10	-1,5	60	5	-2	6	1,5	1,7	1	4	<1	1	<1	<1	<1	4
D <sub>3f</sub> m—C <sub>1t</sub>		Базальтовый		-2	-9	1	-2,2	-3,2	1,5	-2,2	4,6	-1,6	1			3,3		1	1	<1	<1	<1	<1	<1
D <sub>3fr</sub>		Анdezito-ба-зальтовый		-1,3	6	-3	1	17,5	8,6	-1,7	14	-1,5	5,3				1,8		1	-1,4	7	<1	<1	<1

Примечание. Знак — означает уменьшение содержания против кларка.

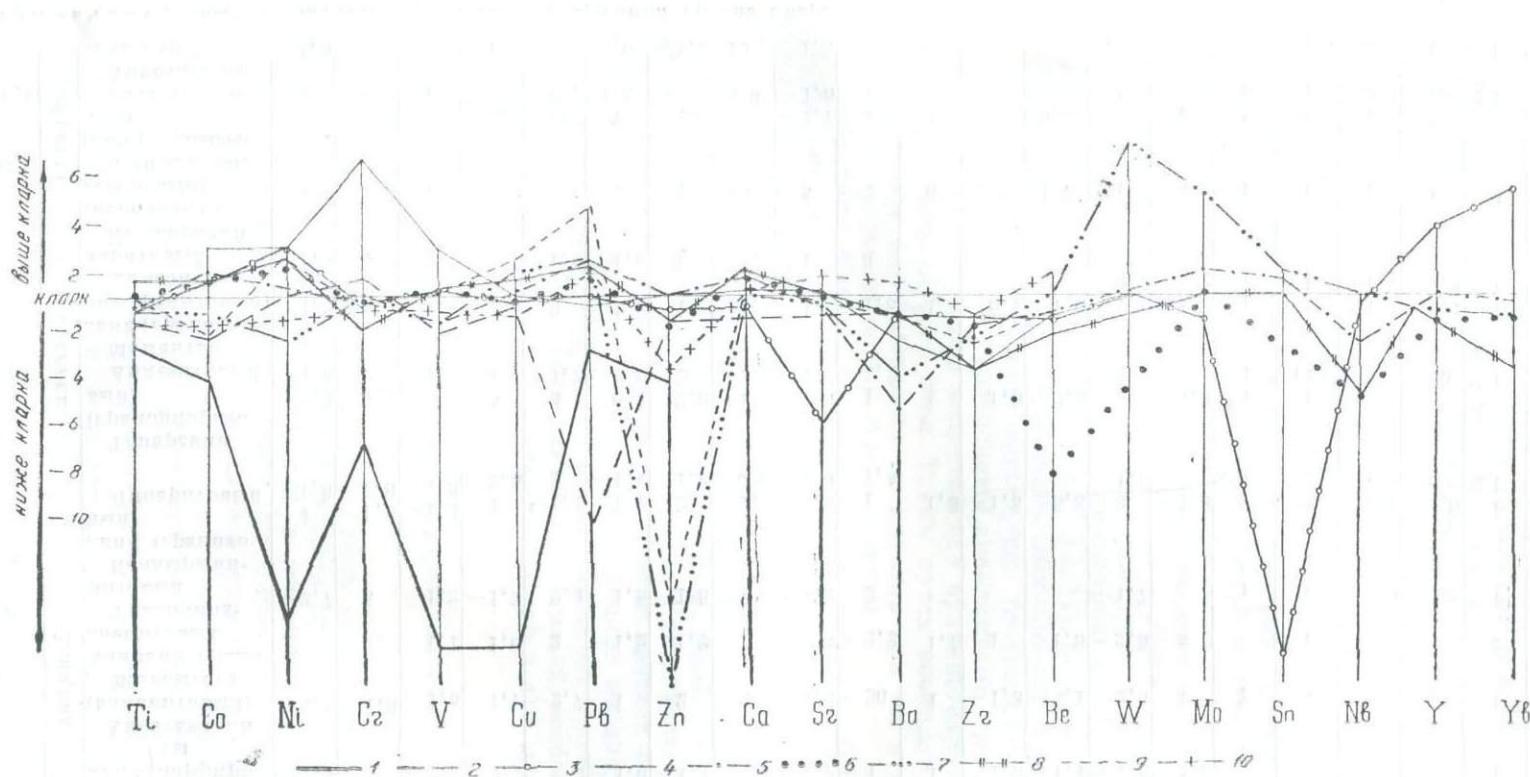


Рис. 10. Распределение элементов-примесей в интрузивных комплексах Успенского геотектоногена.  
 Комpleксы: 1 — жайремский, 2 — камкорский, 3 — жаментасский, 4 — топарский, 5 — калдырминский, 6 — жаксытагалинский,  
 7 — акчатауский, 8—10 — байназарский: 8 — граносиениты, 9 — гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры, 10 — диоритовые и диа-  
 базовые порфириты.

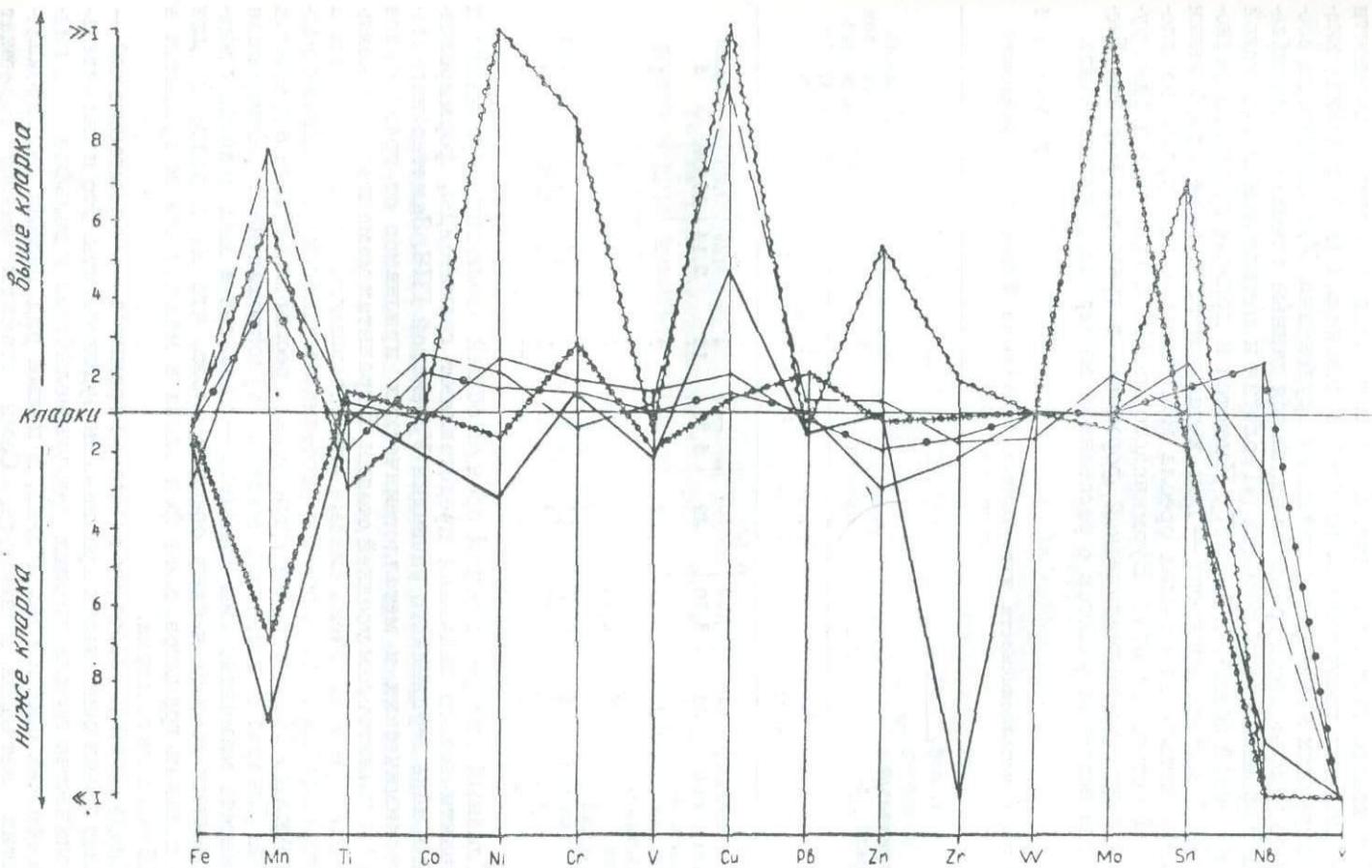


Рис. 11. Элементы-примеси в эфузивных комплексах Успенского геотектоногена.  
 1 — трахиалипаритовый  $C_3-P$ ; 2 — липаритовый  $C_{2-3}$ ; 3 — андезитовый  $C_1-n-C_2$ ; 4 — липаритовый  $C_1V-n$ ; 5 — базальтовый  $D_3fm-C_1t$ ; 6 — андезито-базальтовый  $D_3fr$ .

циенты в сумме выражают сравнительную металлоносность интрузивных комплексов относительно друг друга\*.

Таким образом, редкометальная минерализация в той или иной мере связана почти со всеми герцинскими гранитоидными комплексами Успенского геотектоногена. Пока нет данных о металлоносности докембрийских гранитоидов, но уже в девонских (каledonских) кислых интрузиях намечаются признаки оруденения. Указаниями на возможную рудоносность гранитов являются данные о геохимии молибдена и вольфрама в этих породах («Геология и металлогения Успенской тектонической зоны», т. 1, 1967). Имеются и прямые признаки редкометальной металлоносности — при металлометрическом опробовании выявлено четыре небольших ореола молибдена и вольфрама на площадях Просторненского и Бурминского массивов гранитов и одно рудопроявление эпимагматической формации в гранитах массива Бесстюбе, где встречен участок с рассеянной минерализацией шеелита.

Таблица 5

Признаки металлоносности интрузивных комплексов Успенского герцинского геотектоногена

Интрузивный комплекс	Признаки						$\Sigma \alpha_i$	Геохимический фон на молибден, г/т		
	Месторождения и рудопроявления		Металлометрические ореолы		Гидрохимические ореолы					
	Количество	$\alpha_1$	Количество	$\alpha_2$	Количество	$\alpha_3$				
Байназарский	—	—	—	—	2	0,49	0,49	Следы		
Акчатауский	53	6,70	49	6,20	16	2,14	15,04	5		
Жаксытагалинский	?	—	?	—	?	—	—	1		
Калдырминский	37	0,72	103	2,00	12	0,23	2,95	2		
Топарский	—	—	2	0,32	—	—	0,32	1		
Мамантасский	5	0,45	15	1,36	3	0,27	2,08	Следы		
Шокрабайский	2	0,25	8	1,01	1	0,13	1,39	»		
Камкорский	—	—	—	—	—	—	—	»		

Главный интерес с точки зрения общей эволюции оруденения и его практического значения представляют гранитоиды, формировавшиеся в ходе герцинского развития Успенской ГПЗ. Заметно нарастание геохимических и металлогенических признаков от гранитоидов ранней к гранитоидам поздней стадии. В гранитах мамантасского комплекса эти признаки очень слабые или совершенно отсутствуют. Здесь известны слабые водные ореолы рассеяния молибдена в гранитах массивов Аюлы и Мамантас, геохимические ореолы молибдена в гранитах массива Джарас и несколько мелких рудопроявлений. Интересная особенность мамантасских гранитов — развитие в них довольно многочисленных геохимических ореолов олова, что не характерно для более поздних гранитов, хотя фон олова в мамантасских гранитах в 10—15 раз ниже кларка.

Следующий по возрасту комплекс гранитов — калдырминский — обладает всеми основными признаками рудоносности. Это и значительное количество геохимических ореолов молибдена и вольфрама, и гидрохимических ореолов молибдена, и целый ряд мелких рудопроявлений этих металлов и висмута. Сами граниты также содержат

\* Эти коэффициенты лучше определять по запасам металлов. — Ред.

вышекларковые количества молибдена и олова (в 1,5—2 раза) и около-кларковые бериллия и вольфрама (рис. 10). Подмечено, что основная часть этих признаков тяготеет к третьей и четвертой фазам комплекса. Однако существенных объектов редкометального оруднения в связи с калдырминскими гранитами пока не встречено.

Картина потенциальной рудоносности резко меняется в гранитах акчатауского комплекса. Их выходы (обычно зарастающие сосновым лесом) характеризуются приуроченностью к ним крупных интенсивных геохимических аномалий молибдена и очень часто вольфрама. Нередко с ними ассоциируют месторождения и рудопроявления кварцевожильно-грейзеновой формации. При сравнительно небольшом количестве известных массивов (11) с ними связано более 50 рудных участков и около 50 ореолов молибдена и вольфрама, поэтому резко возрастает суммарный коэффициент относительной металлоносности (табл. 5). Рудные скопления генетически связаны именно с интрузиями этого комплекса (Коктенколь, В. Кайракты, Акмая, Саран, Нурагалды и др.). По геохимическим характеристикам акчатауские граниты также выделяются высокими содержаниями редких металлов (табл. 4, рис. 10).

Самую многочисленную группу редкометальных проявлений зоны составляет кварцевожильно-грейзеновая формация. Она подразделяется на два морфологических типа. Собственно кварцевожильно-грейзеновый тип представляет собой совмещенные в пространстве рудные жилы выполнения и зоны грейзенизации. Другой тип — штокверки. Они обладают значительными запасами руд, но содержание металлов в рудах более низкое.

В последние годы в Успенском геотектоногене выявлены редкометальные объекты скариово-карбонатно-грейзеновой формации, перспективность которой достаточно высокая (часть Акмаи, Катпар и др.).

Точки редкометальной минерализации, пространственно группируясь вокруг контактов гранитных интрузий или внутри последних, а также в надинтрузивных зонах невскрытых массивов, объединяются в рудные узлы, разделяющиеся площадями, в которых редкометальная минерализация неизвестна или слабо развита. Всего на площади геотектоногена выделено девять узлов (рис. 5).

#### НОВАЯ СТРУКТУРА

Успенский геотектоноген отчетливо выражен в геофизических полях как аномальная линейная структура вдоль северной границы Центрально-Казахстанского гравитационного минимума.

В осевой части Успенского синклиниория, опирающегося на севере и юге своими крыльями на каледонские и более древние консолидированные структуры, сохранились реликты фамен-турнейского трога на протяжении почти 220 км (рис. 2, 4). Этот трог в поперечном сечении представляет собой типичный узкий линейный грабен с круто-падающими к югу границами-разломами, опущенный в каледонские структуры на глубины 2—4 км. Отсутствие по краям грабена переходных прибрежных фаций свидетельствует о поздних постседиментационных и, вероятно, даже послескладчатых перемещениях по формирующему разломам. В то же время линейное развитие на этом же месте фациального коридора с симметричным размещением глубоко-водных и прибрежных фаций фамена и турне (Каймирасова, Реброва, 1967) указывает на унаследованность вертикальных движений вплоть до верхнего карбона, когда морские фации были погребены под вулка-

нитами среднего — верхнего карбона. Суммируя мощность компенсационных осадков фамена — турне, последующие погружения с учетом начавшегося опускания еще в конце франа и данные сейсмического профилирования, можно оценить общую величину опускания структурного основания до 5 км.

Фации Успенского трога в районе Ортау сливаются с аналогичными фациями Акжальского и Акбастауского трогов (рис. 2—4). Успенский синклиниорий имеет сложное строение (рис. 3, 4). С визе — на мюра произошло слияние полей вулканизма Успенского прогиба с Токрауским и другими, прилегающими с юга. На рисунках 4 и 5 видно, что сопряжение Успенской зоны с двумя субмеридиональными глубинными разломами, функционировавшими в среднем — верхнем карбоне и перми, вызвало локализацию мощного гранитоидного магматизма, сформировавшего в местах сопряжения поперечно вытянутые Ортауский и Каркаралинский интрузивные массивы.

На сейсмических разрезах, несмотря на известную нивелированность границ, до сих пор отчетливо фиксируются желоб в поверхности М с глубиной погружения относительно бортов в 3—5 км и совершенно четкие боковые границы Успенского синклиниория, проходящие по разломам, круто погружающимся к югу и доходящим до границы М. По этим разломам кое-где отмечается даже вертикальное смещение слоев на 3—5 км. Под самим синклиниорием сгущаются глубинные разломы, внутри слоев возникает множество отражающих поверхностей (дифференциация вещества ЗК), часто наклонных, указывающих на интенсивную динамику. Поверхность М прерывиста, вертикальная неуравновешенность и чрезвычайная дисперсия скоростных характеристик свидетельствуют о частично сохранившихся корнях геотектоногена в верхней мантии. Явления разупорядоченности нарастают по направлению с западного фланга к восточному, где усиливается магматизация колонны.

Таблица 6  
Мощность слоев ЗК Успенского геотектоногена по данным ГСЗ, км

Геофизический слой	Западный фланг			Центр			Восточный фланг	
	Северный борт	Трог	Южный борт	Северный борт	Трог	Южный борт	Северный борт	Трог
Сedimentный	3	9	4	4	6	5	5	7
Гранитный	6	17	12	14	14	14	{26	17
Диоритовый	13	5	13	12	15	13		
Базальтовый	28	22	21	18	17	19	15	12
Общая мощность ЗК	50	53	50	48	52	51	46	49

Интересно сопоставить приближенные результаты об изменении мощностей слоев ЗК вдоль зоны (по данным А. А. Попова, А. Н. Антоненко и др., 1969), сделав это несколько дифференцированнее, с учетом прибортовых частей синклиниория (табл. 6). Из таблицы видно, что мощность седиментного слоя резко возрастает в области трога и несколько сокращается в восточном направлении. Мощность гранитного слоя резко увеличивается под зоной на западе и востоке, а в центре не меняется, что можно объяснить гранитизацией здесь обоих бортов. Мощность диоритового слоя несколько повышается в восточном направлении, тогда как базальтового сокращается. Наблюдается также

несколько большая контрастность в характере и мощности слоев северного борта со стороны Тектурмаса по сравнению с южным, где на разрезах переходы слоев более плавные. Еще севернее, в Тектурмасской зоне, мощность ЗК уменьшается до 45 км.

В гравиметрическом поле структура выражена линейной отрицательной аномалией. По данным Г. Р. Бекжанова, Г. В. Кувшинова, Б. Р. Юманова и др. (1969), граница минимума совпадает с южной границей Тектурмасского антиклинория, где возникла гравитационная ступень с повышенными градиентами. Общая же ширина прогиба достигает 40—70 км. Другие геофизические поля (магнитное, гамма-поле, волновое) также фиксируют Успенскую зону, ее бортовые части и неоднородность, фрагментарность современного внутреннего строения. Сравнительно малая мощность седиментного слоя (табл. 1, 2) является результатом изостатических инверсионных поднятий в мезозой-кайнозое и денудации ЗК сверху с удалением значительной части слоя герцинской седиментации. Аномальный характер разреза ЗК — свидетельство того, что и к настоящему времени она еще не пришла в равновесие даже относительно окружающих блоков.

Внутренние зоны смятия образуют ряд ветвей (рис. 2, 3), параллельных зоне. В них возникали сланцы, порфириоды, милониты со сланцеватостью, параллельной оси зоны. Волокнистость обычно имеет наклон в южных румбах, изредка она субгоризонтальна. По тектонитам в породах силура в интервале глубин 0—1 км (В. Кайракты) устанавливается, что сложная структура течения пород с юго-востока на северо-запад имеет форму вала с пологими воздыманиями поверхности в основании и на глубине и крутыми посередине (Щерба, 1960). Отчетливая стебельчатость в районе гор Уста, Жаксытагалы и др. показывает, что и здесь сохранились следы течения массы пород (кислых вулканитов) в северном направлении. Все это подтверждает точку зрения М. П. Русакова (1930), И. С. Яговкина (1932), А. М. Мареичева (1960), А. И. Суворова (1961) и Е. И. Паталахи (1965) о проявлении здесь, помимо обычного сплющивания, надвигов с юга на север (точнее — с юго-востока на северо-запад). Амплитуды надвигания отдельных чешуй можно оценить в сотни метров и даже в первые километры. Возраст надвиговых нарушений, судя по рассланцеванию нижне-среднекарбоновых диоритов и вулканитов и массивности калдырминских и акчатауских гранитов, скорее всего средне-верхнекарбоновый.

Система Токрауских и Актасских разломов (рис. 2, 3) ступенчато смещает фрагменты успенских структур по сбросо-сдвигам к северо-западу и юго-востоку на расстояние в сотни метров и первые километры. Поскольку смещаются породы верхнего карбона и даже перми, а многие из разломов залечиваются дайками байназарского комплекса, то возраст этих нарушений является либо пермским, либо более молодым — киммерийским и альпийским.

Троговая зона с севера и юга окаймлена поясами вулканитов и мощных гранитоидных интрузий. С севера примыкает верхнекарбоновый Калдырминский пояс шириной в среднем 25 км, достигающей в отдельных местах 40 км. Он прослеживается на 300 км, причем непрерывно на 200 км. С юга протянулся Мамантасский пояс более сложного строения, длиной до 200 км и шириной 18—20 км. Отдельные массивы поясов — это грибообразные тела, по геофизическим данным, мощностью 2—11 км. Они обладают столбообразными или трещинными корневыми системами. Редкометальные пермские интрузии образуют редкую цепочку изометричных массивов в центре зоны и, как отмечалось выше, два поперечных пояса на флангах — Ортауский и Каркаралинский. Еще два пояса подходят с юго-востока. Наряду с ли-

нейными поясами и узлами интрузивного магматизма, начиная со среднего — верхнего карбона, обычно на консолидированном каледонском основании, в бортах трога, появляются сложные кольцевые вулкано-плутонические структуры (Жаксытагалы, Улькен-Каракуу, Каракалы и др.), достигающие 15—20 км в поперечнике.

Интересно наличие некоего определенного уровня становления гранитоидных интрузий в породах ордовика — верхнего карбона, в которых залегают девонские, карбоновые и пермские массивы. Иногда они рассекали поднятые блоки протерозоя (Ортау).

По общему соотношению осадочных, вулканогенных, интрузивных и динамометаморфических компонентов системы можно утверждать, что в вертикальном разрезе вскрыты низы верхней части колонны преобразования (рис. 4, табл. 1). Площадь центральной части геотектоногена равна 18 300 км<sup>2</sup> (100%); фациальный трог с остатками пород успенской свиты ( $D_3fm-C_1t$ ) занимает 1550 км<sup>2</sup> (8%), вулканиты девона — перми — 5240 км<sup>2</sup> (29%), интрузивы — граниты-гранодиориты — 6305 км<sup>2</sup> (34%), милониты, динамотермальные тектониты (фация зеленых сланцев) — 690 км<sup>2</sup> (3%), породы каледонского основания — 4515 км<sup>2</sup> (26%).

Почти  $\frac{1}{3}$  площади слагают интрузивные гранитоидные породы. На глубинах 5—10 км их доля, согласно геофизическим данным, возрастает до 70%. Глубже количество гранитоидов сокращается, но, по-видимому, возрастает роль метаморфических образований. На основании изложенных данных можно предполагать, что на глубине свыше 15 км, где заканчиваются корни гранитоидных интрузий, начинается средняя часть колонны преобразования ЗК.

## Глава 2

### ЧУ-ИЛИЙСКИЙ ГЕОТЕКТОНОГЕН ПРОТЕРОЗОЙСКОЕ ОСНОВАНИЕ

В последнее десятилетие пересмотр стратиграфических соотношений древних толщ допалеозоя Казахстана привел в ряде случаев к смещению их возраста (Борсук, 1960 и др.). Это связано с дальнейшим уточнением положения вышележащих свит в стратиграфической колонке и с нахождением органических остатков в толщах пород, относимых ранее к древним. По этим причинам в Чу-Илийской структурной зоне все блоки пород, считавшиеся архейскими (Маркова, 1960, 1961), в настоящее время переведены в протерозойские (Беспалов и др., 1968).

Протерозойский цоколь Чу-Илийского геотектоногена обнажается главным образом в областях поднятий или в мелких резко поднятых блоках, ограниченных тектоническими нарушениями. Такие блоки древних пород характерны для центральной и южной частей зоны; к ним относятся Прибалхашское, Акдалинское поднятие, Найманский и Кундуз-Алакольский блоки (рис. 12). Отдельные крупные выходы аналогичных пород имеются и в бортовых частях — в области Бетпак-далинского и Чуйского поднятий, в горах Кендыктас. Выступы древнего фундамента сложены орто- и парагнейсами, кристаллическими сланцами, мраморами и кварцитами. Более поздними исследованиями (Токмачева, Палец, 1969) возраст этих образований обосновывается как верхнепротерозойский и даже в отдельных случаях — нижнепалеозойский (Парецкий, 1970). Однако и сейчас их возраст считается условным.

Нами принята самая последняя стратиграфическая схема протерозойских пород основания, по С. Г. Токмачевой и Л. М. Палец (1969, табл. 7). Дорифейские отложения, по данным этих исследователей, подразделены на две свиты: каракамысскую (жингильдинскую) и тас-жарганскую. Последняя слагает ядро антиклинальной структуры в Чуйском геоантклинальном поднятии. Составы всех свит и их мощности указаны в таблице 7. Относимые к верхнему протерозою — нижнему рифею отложения, названные А. А. Недовизиным акбастауской свитой (егинбулакская, по Н. Г. Марковой, 1960), развиты в районе гор Акбастау. Ими сложены крылья обширных сводовых поднятий субширотного и северо-восточного профиля. Среди средне-верхнерифейских толщ теми же авторами выделены ацисуйская (орумбайская), сарытумская, алмалинская, дарбазинская и джамбулская свиты. Однако в отношении возраста ряда свит имеются разногласия. Так, Б. А. Салин и Э. С. Кичман (1969), Б. М. Абишев и др. (1970) ацисуйскую, джамбулскую и сарытумскую свиты относят к верхнему кембрию.

Таблица 7

## Схема осадконакопления и магматизма основания и байкальского цикла Чу-Илийского геотектоногена

Стратиграфическое расчленение					Осадконакопление				Вулканализм		Плутонизм	
Цикл	Стадия	Система	Стдел	Свита	Мощность, м	Формация	Состав осадков	Место распространения	Формация	Состав	Комплексы	Состав
Байкальский	Ранняя	Поздняя	Венд	Верхний Шопшо-кинская	300—500	Мелководная карбонатно-терригенная	Конгломераты, песчаники, алевролиты, в верхах — песчаники с горизонтами известняков	Каибское поднятие	Наземная андезито-дацитовая	Андезит-дацитовые порфириты	Рифейские	Разgneйсовые граниты, переходящие в биотитовые гнейсы, биотитовые, реже лейкократовые гнейсо-граниты Амфиболиты по габброидам и ультрабазитам
				Нижний Жалгызская	500—800		Песчаники, мелкогалечные конгломераты, линзы кварцитов и онколитовых известняков					
				Верхний Джамбулская	2000—2500	Флишевая	Зеленоцветные кварц-полевошпатовые песчаники с горизонтами зеленых сургучных яшм и линзами известняков	Горы Джамбул				
	Рифей	Средняя	Средний	Дарбазинская	1200—1700		Онколитовые известняки, песчаники, кварц-альбит - серицитовые и кварц-серицит-хлоритовые сланцы с горизонтами яшм и кварцитов	Каибское поднятие				Серпентинизированные массивы дунит-перidotит-пироксенитов
				Алмалинская	2500—3000		Хлорито-серицитовые, кварц-хлоритовые, кварц-серицитовые сланцы с телами амфиболитов, горизонтами кварцитов и известняков	Найманский блок, Каибское и Сарытумское поднятие	Спилитобазальтовая морская	Основные и средние эфузивы		

			Средний	Сарытумская	1700—2000	Флишоидная	Вулканомиктовые конгломераты, кварциты с линзами мраморизованных известняков	Сарытумское поднятие			Добайкальский
		Рифей	Ащисуйская		2000	Морская карбонатно-кремнисто-терригенная	Альбитовые и хлоритовые сланцы, амфиболиты, кварциты, мраморизованные известняки	Жалаир-Найманский блок	Контин. базальто-андезитовая		
	Протерозой	Нижний	Акбастауская (егинбулакская)		2800—3200		Кварциты, мраморы, серицито-кварцевые сланцы	Горы Акбастау			
			Орумбайская		1500		Серицито-кварцевые сланцы с горизонтами мраморов	Район массива Каракамыс			
		Верхний	Тасжарганская		1500	Метаморфизованная морская карбонатно-терригенная	Монотонная толща метаморфических сланцев с прослоями кварцитов	Чуйское поднятие	Наземная порфириодная		
			Каракамысская		3000		Гнейсы, метаморфические сланцы, амфиболиты, линзы мраморизованных известняков	Акдалинское и Каибское поднятия, Кундуз-Алакольский блок	Метаморфизованные порфириты и их туфы	Переслаивающиеся базальтовые, андезитовые и диабазовые порфириты и их туфы	Катализированные и разgneиванные граниты, гранито-гнейсы, очковые ортогнейсы, адамеллиты. Амфиболиты по габброидам и ультрабазитам
										Протерозойские	

Судя по характеру смены вещественного состава осадков (табл. 7), между сарытумской и алмалинскими свитами был длительный перерыв в осадконакоплении, который и устанавливает границу между породами основания и байкальского цикла.

В метаморфизованных породах основания выделяются такие формации: метаморфизованная морская карбонатно-терригенная, которой соответствуют каракамысская и тасжарганская свиты; морская карбонатно-кремнисто-терригенная (акбастауская и ащисуйская свиты); флишиоидная (сарытумская), гнейсовая и метаморфические. Макси-



Рис. 12. Основные структуры Чу-Илийского геотектоногенеза.

1 — массивы ультраосновных и основных пород; 2 — массивы гранитоидов; 3 — герцинские прогибы; 4 — границы блоков.

мальная суммарная мощность этих формаций свыше 12 км. Мощность флишиоидной формации немногим более 1 км, что указывает на общее поднятие страны в среднем рифе. Пространственное распределение указанных формаций на территории зоны остается неясным вследствие слабой обнаженности протерозойских пород.

Состав свит, характер их залегания и метаморфизованности позволяют считать, что дорифейские и нижнерифейские толщи относятся к породам основания. Земная кора в добайкальский период, пройдя несколько полных циклов развития, достигла зрелости континента. Это подтверждается указаниями многих исследователей (М. И. Александрова и Б. И. Борсук, А. Е. Репкина, И. В. Хохлов и Л. П. Зоненшайн) на происхождение некоторых серий метаморфических пород в резуль-

тате изменения интрузивных образований основного, среднего и кислого составов, в частности гранитоидов, и на наличие континентальных отложений. Мощность коры к этому времени, судя по мощности свит, достигла, вероятно, значительных величин — не менее, чем 20—30 км. Несомненно, в достаточной степени были развиты базальтовый, диоритовый и гранитный слои. Континентальные условия в добайкальский цикл развития существовали, по-видимому, длительное время. Это привело к значительной денудированности и выравниванию рельефа.

Таблица 8

Химические составы интрузивных пород основания и байкальского цикла

№ на диа- граммме (рис. 14)	Порода	Кол- во ана- лизов	Компоненты, вес. %								Коэффициент агпайтности $K_a = \frac{K_2O + Na_2O}{Al_2O_3}$		
			SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O		
Магматиты основания													
1	Биотит-ро- говообманко- вый раз- гнейсован- ный гранит	1	65,3	0,4	16,7	2,2	1,6	0,1	2,7	2,4	5,1	2,2	0,67
Байкальский цикл Ультрабазитовый комплекс (Rf <sub>3</sub> ?)													
2	Серпентинит	2	38,4	0,7	4,6	0,5	11,0	1,0	31,7	1,6	0,3	сл.	0,11
Комплекс разгнейсовых гранитов													
3	Биотитовый разгнейсо- ванный гранит	1	73,2	0,4	9,2	2,4	—	0,3	5,2	0,2	3,4	0,8	0,70

Дислоцированность пород основания высокая, однако характер пликативных деформаций сильно затушеван проявлениями процессов метаморфизма: рассланцевания, гнейсирования и гранитизации.

По геофизическим и геологическим данным, на северном фланге Чу-Илийской зоны глубина залегания пород фундамента сильно колеблется, отражая ступенеобразное его погружение. Здесь фундамент залегает на глубинах 0,5—7 (?) км. В центральной части Чу-Илийской зоны наибольшие глубины залегания пород основания, по данным ГСЗ (Пушкирев и др., 1968), приблизительно равны 5 км, а на южном фланге — 3—4,5 км. В резко прогнутых структурах они иногда достигают свыше 7 км. Такие колебания обусловлены фрагментарным строением фундамента, которое в полном и завершенном виде проявилось в самые поздние периоды блоковой тектоники.

**Магматиты основания.** Наиболее древние протерозойские вулканические образования в регионе известны в районе массивов Кылча и Каракамыс (по С. Г. Токмачевой, В. Я. Чернову и др.). Северо-западнее массива Каракамыс встречены порфириоиды, местами перекристаллизованные в слюдисто-полевошпат-кварцевые сланцы, изредка содержащие реликты порфировой структуры. По-видимому, породы образовались в результате метаморфизма вулканитов среднего и кислого составов (Кылча, Кызылтау).

Древнейшие интрузивные породы установлены лишь на южном фланге Чу-Илийской зоны (Каракамысский блок, Западно-Кундузская и Айдарлинская полосы) и представлены интенсивно катализированными, раздробленными и разgneйсованными биотитовыми, иногда лейкократовыми крупнозернистыми гранитами, переходящими в зоне эндоконтакта в гранодиориты, также интенсивно разgneйсованные. Иногда встречаются гранито-гнейсы и очковые ортогнейсы. Гранито-гнейсы характеризуются низкими содержаниями кремнезема и повышенными магнезии (табл. 8). Редкометальной минерализации в связи с магматитами основания неизвестно.

### БАЙКАЛЬСКИЙ ЦИКЛ

Начало байкальского цикла развития Чу-Илийской структурной зоны, по мнению многих исследователей, несмотря на условность стратиграфии, относится к среднему рифею. Однако, если учесть, что длительность среднего, позднего рифея и венда составляет суммарно 600 млн. лет (Келлер, 1969), то становится очевидным, что байкальский период в таком случае должен слагаться из нескольких циклов (не менее трех — четырех). Даже если принять длительность полного цикла развития в 129 млн. лет, то собственно байкальский цикл начался где-то в верхах позднего рифея, охватывая весь венд, и закончился к началу кембрия. В то же время формационный анализ, как увидим дальше, приводит к заключению, что байкальский цикл был неполным (рис. 13).

Рифейские породы обнажены лишь в пределах приподнятых узких тектонически выкроенных блоков, представляющих собой круто-падающие пластины, наклоненные, по геофизическим данным, к юго-западу под углами более  $60^{\circ}$ . Породы смяты в узкие круто-падающие линейные складки того же северо-западного простирания, осложненные сланцеватостью и дизъюнктивной тектоникой. По этим причинам расчленение пород рифейского возраста на свиты представляет большие трудности. В таблице 7 средне-верхнерифейские алмалинская, дарбазинская, джамбулская и вендинские жалгызская и шопшокинская свиты выделены в значительной мере условно. Дарбазинская и жалгызская свиты охарактеризованы онколитами.

#### Ранняя стадия

Наиболее отчетливое прогибание региона началось в среднем рифее при формировании вулканогенно-осадочной сарытумской свиты и образовании мощной алмалинской свиты. По характеру осадков это морская формация значительной мощности (табл. 7). Растворения привели к возникновению глубинных разломов, формированию глубоко-водного Чу-Илийского желоба и появлению пород спилито-диабазовой формации, по которым позднее образовались хлорито-серicitовые и кварц-хлоритовые сланцы.

О магматитах ранней стадии нет определенных данных, хотя имеются указания на среднерифейский возраст некоторых ультрабазитов Чу-Балхашского интрузивного пояса (Михайлов, 1958, 1960 и др.). Этот пояс слагается разновозрастными многократными интрузиями ультраосновного и основного составов, в различной степени метаморфизованными и располагающимися в виде цепочек вдоль крупных Жалаир-Найманского и Сарытумского разломов. Верхний возрастной предел для многих массивов пока неизвестен.

Массивы сложены ультрабазитами и лишь в отдельных случаях в небольших количествах (до 15 %) участвуют габброиды. Интрузиям предшествовали эфузивы спилито-диабазовой формации (Михайлов, 1955, 1958).

### Средняя стадия

Наличие дифференцированных движений вдоль системы разломов того же северо-западного направления обусловило образование ряда прогибов и поднятий. Одно из крупных поднятий обособилось

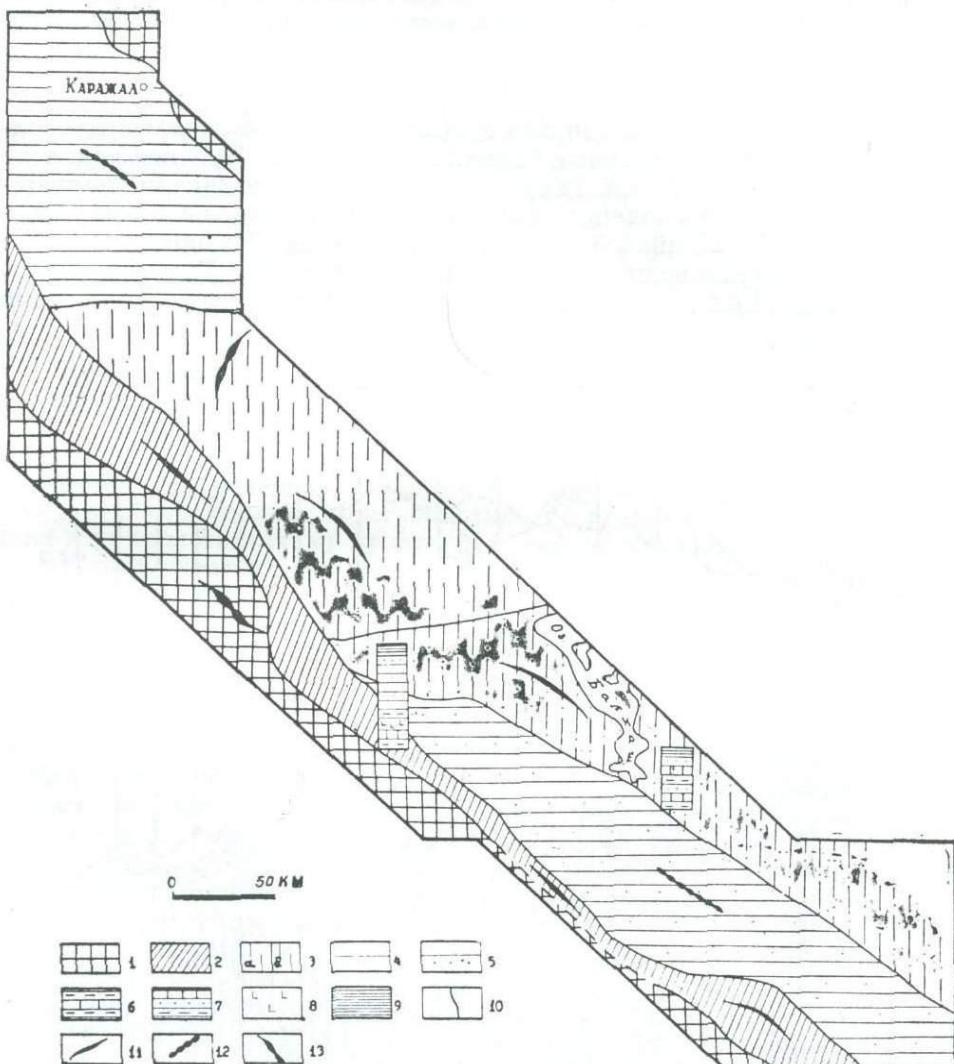


Рис. 13. Структурно-формационные зоны байкалид Чу-Илийского геотектоногена.

1 — протерозойское основание; 2 — области байкальского Жалайр-Найманского трога; 3 — Каиб-Сарытумская зона (*a* — Каибская подзона, *б* — Сарытумская подзона); 4 — Сасырлыкская зона; 5 — Жельтауская зона. Формации: 6 — морская карбонатно-терригенная, 7 — флишевая, 8 — спилито-диабазовая, 9 — мелководная карбонатно-терригенная; 10 — разломы, ограничивающие структурно-формационные зоны и подзоны. Складчатость: 11 — линейная, 12 — брахиформная, 13 — линейная.

внутри бывшей Среднеазиатской геосинклинали («Атлас литолого-палеогеографических карт СССР», 1968). Это поднятие параллелизуется в настоящее время с Чуйской глыбой. В позднем рифе поднятия разрослись и местами объединились, в частности, контрастно обособились поднятия Балхашского мегаблока ЗК (срединный массив Атасу-Илийского фрагмента в рифе; рис. 23). Происходило интенсивное накопление флишевой формации.

К магматитам средней стадии относятся габбро, диориты и гранодиориты Желтобе-Акадырской полосы, отмеченные детальными съемками Р. Н. Решетова и др. (1961). Среди пород джамбулской свиты встречаются андезит-дацитовые и диабазовые порфириты, возможно, являющиеся вулканитами начала средней стадии (табл. 7).

## Поздняя стадия

В вендинское время обстановка существенно не изменилась. Продолжали воздыматься отдельные клинья; в частности, Чуйское поднятие достигло в длину 1000 км. Такую же длину имело и Западно-Балхашское поднятие. В восходящие движения были вовлечены и прилегающие участки Чу-Илийской зоны, поэтому состав формаций в венде сменился на мелководный терригенно-карбонатный. Таким образом, ранняя и средняя стадии байкальского цикла проявились достаточно

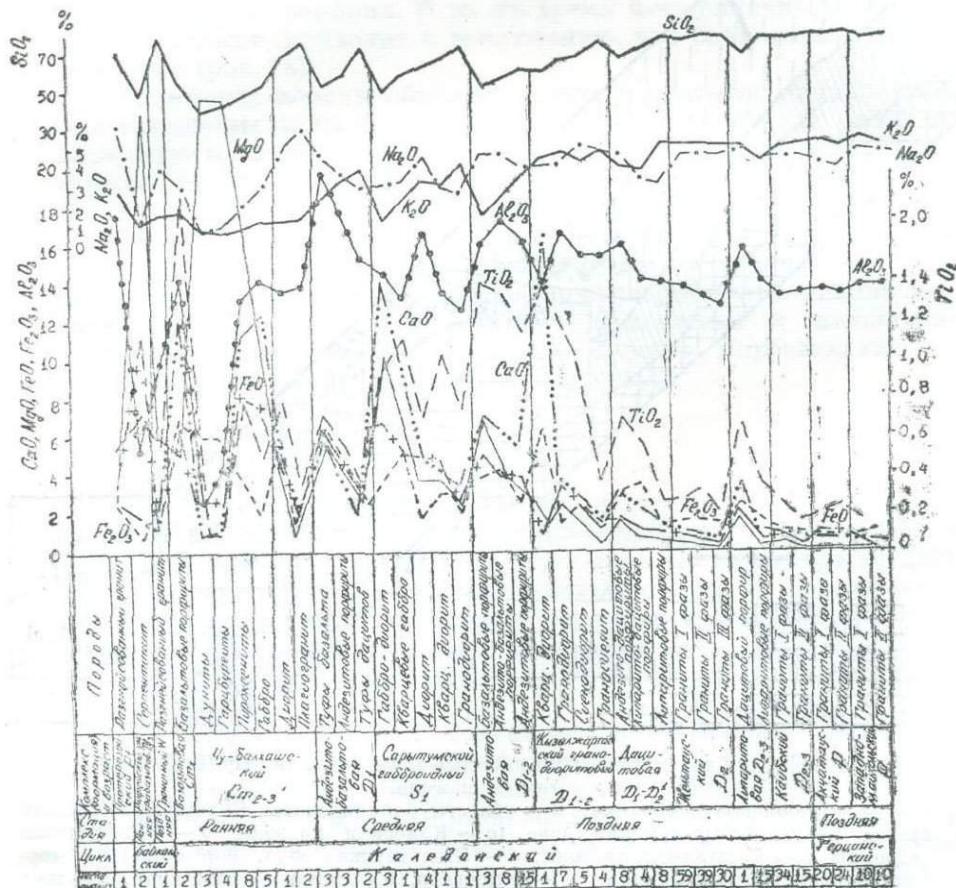


Рис. 14. Эволюция составов магматитов Чу-Илийского геотектононогена.

отчетливо, а поздняя стадия была незавершенной. Максимальные мощности формаций ранней и средней стадий байкальского цикла составляют более 7,5 км, поздней — более 1 км.

Несмотря на то, что орогенез байкальского цикла проявился недостаточно полно и интенсивно, зона к началу каледонского этапа развития была в какой-то мере сденудирована, поскольку платформенные условия существовали достаточно долго.

О магматизме поздней стадии имеется крайне мало данных. По-видимому, гранитоидные массивы поздней стадии кое-где сформировались, так как в конгломератах раннекаледонских свит встречается их галька. В частности, катаклизированные и разгнейсовые граниты Карасайского блока и Желтобе-Акадырской полосы условно отнесены нами к интрузивным образованиям поздней стадии байкальского цикла, поскольку они находятся среди рифейских отложений.

Можно отметить, что все магматиты байкальского цикла характеризовались пониженными концентрациями щелочей и особенно калия. Ультрабазиты отличаются от более поздних резко повышенными содержаниями закисного железа, что, вероятно, является следствием более глубинного происхождения магмы (рис. 14). Распространенность и металлогеническая характеристика интрузивных пород остаются недостаточно изученными. Что же касается осадочно-вулканогенных образований, то среди них местами отмечаются металлометрические ореолы меди и реже молибдена, а на южном фланге — ореолы свинца и меди.

## КАЛЕДОНСКИЙ ЦИКЛ

Каледонский цикл начался в нижнем кембрии с интенсивного прогибания территории и закончился к фамену. Эта следующая ступень развития земной коры охватила по времени наиболее полный цикл и по геологическому проявлению вполне завершилась. В этот период сформировались все главнейшие структуры геотекtonогена. Территория зоны к началу новой активизации, по-видимому, была в достаточной степени выровнена.

### Ранняя стадия

В последние годы (1969—1970) благодаря детальным исследованиям (Кузнечевский и др., 1969; Келлер и др., 1970) установлено, что в Сарытумской зоне джамбулская свита перекрывается углисто-кремнистым комплексом бурултасской свиты нижнего кембрия (находки органических остатков), которая может служить надежным возрастным уровнем начала каледонского цикла развития (табл. 9). По данным многих авторов (Недовизин, 1963, 1966; Келлер и др., 1970), к средне-верхнекембрийским осадкам (до аренига включительно) относится бурабайтальская свита, развитая довольно широко в Сарытумской и Жалаир-Найманской зонах.

Нижнеордовикские отложения (акжальская и балгожинская свиты) представлены типичными морскими терригенно-карбонатными осадками. Таким образом, в наиболее ранних нижнепалеозойских осадочных формациях преобладают яшмовые и кремнисто-терригенные отложения. Яшмовая и вулканогенно-кремнистая морская формации формировались в условиях интенсивного погружения ряда территорий, о чем свидетельствуют большие мощности осадков (табл. 9, рис. 15). Накопление их происходило в условиях фаций переходного типа — от глубоководных к прибрежно-морским. На северном фланге зоны отлагались и карбонатные толщи. Новое погружение было вызвано подновлением глубинных разломов, в частности Жалаир-Найманского,

Таблица 9

## Схема осадконакопления и магматизма каледонского цикла развития Чу-Илийского геотектононогена

Стадия развития	Стратиграфическое расчленение			Осадконакопление			Вулканализм		Плутонизм		
	Система	Отдел	Свита, серия, горизонт	Мощность, м	Формация	Состав осадков	Место распространения	Формация	Состав	Комплекс	Состав
Поздняя	Девон	Верхний (до фамены)	Сагантайская Мынбулак-ская Молабулак-ская Таракжаль-ская Жингильдин-ская	800 300 1500 500	Молассоидная континентальная терригенно-красноцветная	Красноцветные конгломераты и кососложные песчаники, алевролиты, аргиллиты, Флора и фауна	Липаритовая наземная	Липаритовые порфиры и туфы, туфобрекчию трахиадицитовых порфиров	Каибский многофазный	Лейкократовые граниты, гранит-порфиры	
		Средний	Жаксыканская серия Сарытобинская Акуинская	650—1450		Красноцветные конгломераты и песчаники	Сасырлыкский и Жельтауский прогибы	Липаритовая наземная	Дацитовые порфиры и их туфы, лавы липаритовых порфиров		
		Нижний	Коктасская Джиделинская Карасуйская	1200—3600	Терригенная пестроцветная молассовая (лагунно-континентальная и наземная)	Туфопесчаники, красноцветные песчаники и конгломераты, гравелиты. Валунные конгломераты, алевролиты	Дацито-липаритовая Анdezито-дацитовая	Липаритовые, липарито-дацитовые и щелочно-липаритовые порфиры и их туфы. Редко-андезито-базальтовые порфиры	Жельтауский многофазный	Биотитовые и биотит-роговообманковые граниты	
	Силур	Нижний	Койчинская Саламатская Ермекская	920—700	Прибрежно-морская	Конгломераты, песчаники, алевролиты, линзы известняков. Fauna	Южный фланг геотектононегена. Каибское поднятие	Анdezито-базальтовая прибрежно-морская	Анdezитовые и базальтовые порфиры и их туфы	Сарытумский	Габбро, габбродиориты, диориты, гранодиориты
		Верхний	Улькунтауский горизонт Чокпарская (кызылсайская)	1100	Флишоидная морская	Известняки, известково-мергелистые образования, алевролиты, черные алевролиты, песчаники. Fauna	Жалаир-Найманский и Жельтауский прогибы, Каибское поднятие	Наземная диабаз-трахиалипартовая	Ортофиры, альбитофиры, кварцевые порфиры, базальтовые и андезитовые порфиры и туфы		

Ранний Кембрий	Ордовик	Средний	Верх- ний	Дуланка- ринская Андер- кенская	2200— 1500	Базальные конгломера- ты, алевролиты, пес- чаники, известняки. Фауна	Лалаир- Найман- ский про- гиб. Сары- тумская зо- на. Жель- тауский прогиб. Прибалхаш- ский прогиб	Диабаз-ан- деозитовая прибрежно- морская	Базальтовые, андезито-ба- зальтовые пор- фиры, редко дакитовые порфиры. Ту- фы андезито- базальтового состава
			Средний	Майколь- ская	2500	Песчаники, конгломе- раты, микрокварциты, известняки, алевролиты			
			Средний	Байгарин- ская (бе- кейская)	2500	Конгломераты, песча- ники, известняки, алев- ролиты. Ритмичное пе- реслаивание			
			Средний	Караталь- ская (кулан- утпесчанская в Атасуй- ском райо- не)	2400	Конгломераты, песча- ники, алевролиты			
			Ниж- ний	Акжаль- ская (балго- жинская в Сарытум- ской зоне)	300— 900	Яшмовая и вулкано- генно-крем- нисто-кар- бонатная морская	Известняки, известко- вистые песчаники, алев- ролиты. Фауна		
		Верх- ний и сред- ний	Верх- ний	Бурубай- тальская	3500	Кремнистые аргиллиты и яшмы, кварцевые песчаники. Фауна. Из- вестняки, песчаники, микрокварциты, мелко- галечные конгломера- ты, гравелиты, полим- икитовые песчаники	Горы Кот- нак, Сары- тумская зо- на. Жала- ир-Найман- ский прогиб	Спилито- диабазовая	Базальтовые и диабазовые порфиры
			Средний	Бурултас- ская	600— 800	Горизонт доломитизи- рованных известняков. Кварцевые песчаники, углисто-глинистые слан- цы. Туфопесчаники, чер- ные кремнистые слан- цы с повышенным со- держанием фосфора и ванадия. Гематит-магне- тиловые песчаники. Тил- литоподобные конгло- мераты	Сарытум- ская зона, горы Джам- бул и Домб- ралы, Чуй- ское подня- тие	Чу-Бал- хашский	Дуниты,peri- одиты, пиро- ксениты, реже габбро, диори- ты до плагио- гранитов

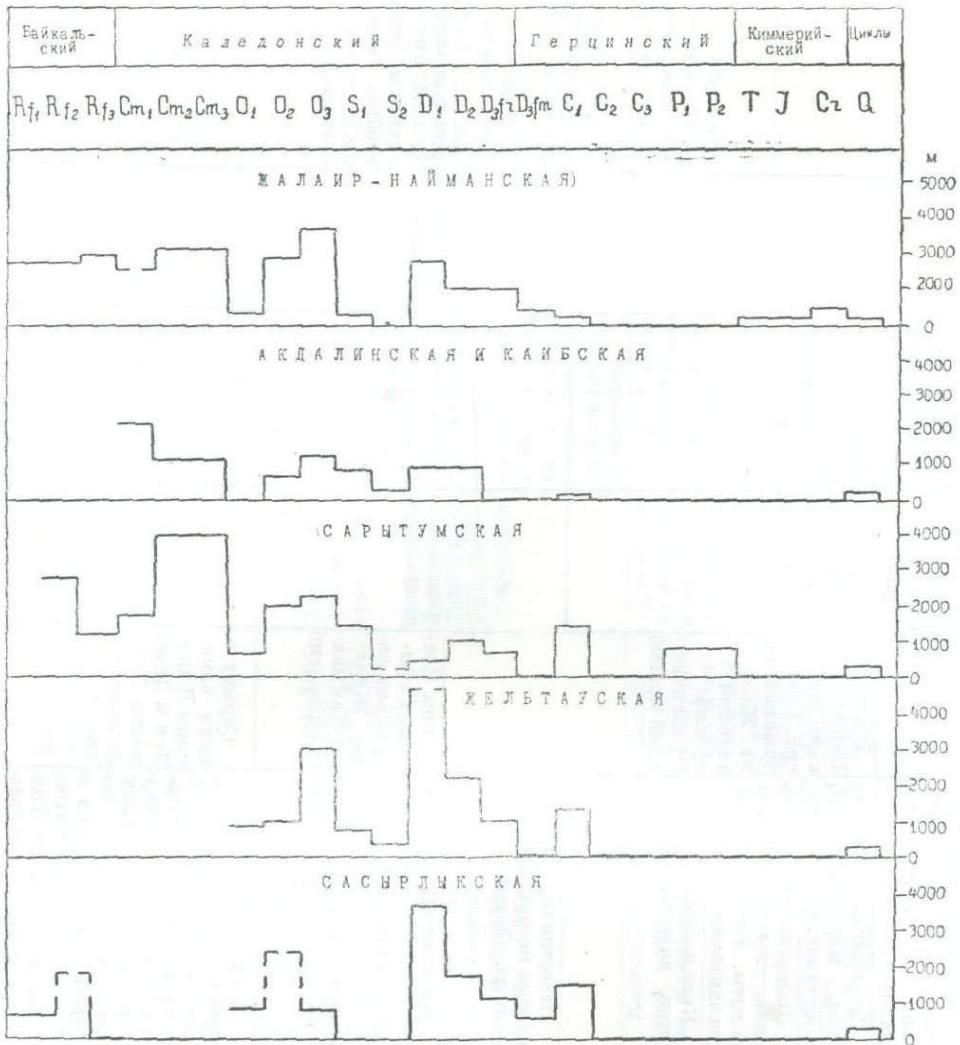


Рис. 15. Соотношение мощностей осадков в разных структурно-формационных зонах Чу-Илийского геотектоногена.

в результате чего отмечались многократные подводные излияния эфузивов основного и ультраосновного составов и образовывались цепочки интрузивов чу-балхашского ультрабазитового комплекса, в целом создающих отчетливо выраженный в плане пояс. Наибольшее опускание произошло на месте Сарытумской зоны разломов (рис. 15).

Самые поздние глубинные разломы — Балхашский (у северо-восточного борта) и Чуйский (у юго-западного), определившие четкие границы Чу-Илийского геотектоногена, развивались постепенно, медленно. Ультраосновная магма внедрялась лишь вдоль одной наиболее глубинной системы Жалаир-Найманских разломов.

В раннюю стадию проявились пластовые и субпластовые тела базальтовых и андезитовых порфиритов и их туфов мощностью до 1000 м (Западное Прибалхашье, урочище Алаколь, Ботабурумский вулканический центр, район Майкольского и Токкенского массивов). Эти породы, относимые к спилито-кератофировой и андезито-базальтовой формациям, залегают среди терригенных и карбонатных фаций.

Для них характерно повышенное содержание кальция и заметное преобладание натрия над калием.

Ранняя стадия каледонского цикла завершилась в ордовике образованием трещинных тел чу-балхашского ультрабазитового комплекса. Массивы этого комплекса (Тарланат, Джамбулский, Аиракай, Копалысай, Южно-Андассайские, Каражерикский, Карагатальский, часть массивов гор Майжарылган) прорывают отложения среднего — верхнего кембрия. Верхний возрастной предел интрузий пока неизвестен. Они сложены ультрабазитами и габброидами, количественные соотношения которых варьируют в широких пределах (Михайлов, 1958).

Среди магматитов ранней стадии отмечаются производные ультраосновной и основной магм. Ультрабазиты характеризуются низкими содержаниями кремнезема, магния и закисного железа (Соловьев, 1970) при резко повышенных количествах глинозема и марганца (табл. 10). Производные же базальтовой магмы по составу очень близки к типовым (рис. 14).

Таблица 10

Химические составы магматитов ранней стадии каледонского цикла

№ на диаграм- ме (рис. 14)	Порода	Кол-во анали- зов	Компоненты, вес. %								Коэффициент агпайтности $K_a = \frac{Na_2O + K_2O}{Al_2O_3}$	
			SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO		
4	Базальтовые и диабазо- вые пор- фиры	2	48,1	2,2	13,8	6,7	6,5	0,1	4,9	11,5	2,2	0,9
Чу-балхашский ультрабазитовый комплекс												
5	Дуниты	3	35,4	0,1	2,4	5,9	2,6	0,3	40,3	0,6	0,2	Сл.
6	Гардбурги- ты	4	38,2	0,1	4,1	5,8	2,5	0,5	36,6	1,0	0,2	—
7	Пироксенни- ты	8	42,7	0,8	12,7	3,1	7,9	0,5	16,3	10,9	1,1	0,15
8	Габбро	5	48,4	0,4	13,6	1,8	7,4	0,2	9,9	12,2	2,2	0,31
9	Диориты	1	60,3	0,8	13,1	5,7	4,6	0,2	4,2	3,9	4,1	0,56
10	Плагиогра- ниты	2	69,8	0,3	13,3	1,5	2,0	0	1,1	2,6	5,1	0,68

Данные о геохимической специфике различных образований ранней стадии крайне отрывочны. Известно, что раннекаледонские осадки, отражая состав эродировавшихся более ранних пород зоны, характеризуются повышенными содержаниями меди, титана, марганца, никеля, хрома, ванадия и молибдена. В низах разреза отмечаются аналогичные концентрации железа.

В кембрийских вулканитах содержания большинства рассеянных элементов ниже кларковых.

По данным В. И. Волобуева и А. Н. Нурпесисова (1964), массивы чу-балхашского комплекса характеризуются высокими концентрациями никеля, кобальта и меди. Кроме того, в них отмечены повышенные содержания хрома, золота, платины, ванадия и ниобия.

Среди пород кембрийского возраста в западной бортовой части иногда встречаются мелкие разрозненные ореолы ванадия, молибдена, слова, висмута.

## Средняя стадия

Вулканогенно-осадочные отложения каратальской свиты с резким угловым несогласием перекрываются базальными слоями нижнего — среднего карадока (байгаринская свита). Среди образований верхнего карадока выделяются андеркенская и дуланкаринская свиты (Палец, 1965). Породы андеркенской свиты по составу аналогичны породам верхней части байгаринской свиты.

Отложения ашгильского яруса в Чу-Илийских горах расчленяются на чокпарский (чокпарская свита, по И. Ф. Никитину и др., 1968) и улькунтаасский горизонты (Рукавишникова и др., 1968).

Силурийские породы представлены в основном лишь нижним отделом. Они незначительно распространены в Жалаир-Найманской зоне (урочище Дуланкара, горы Койжарылган), в районе Каисского под-

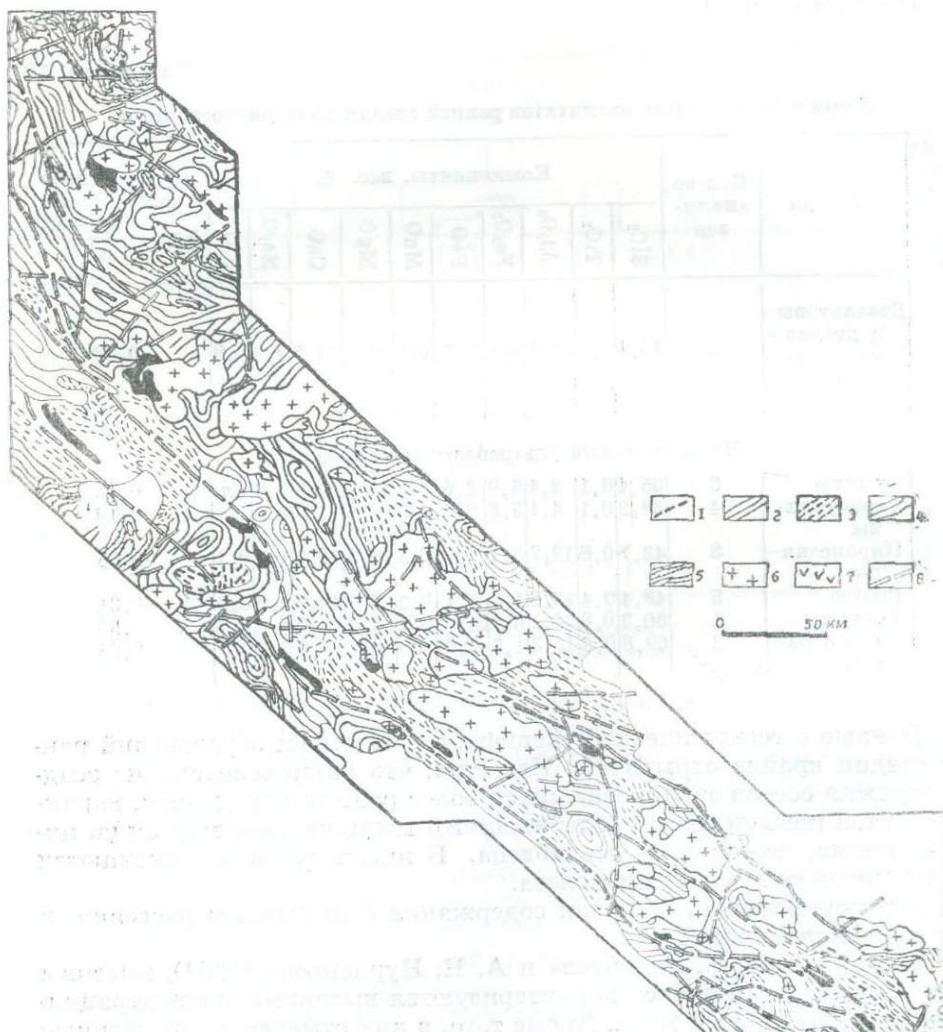


Рис. 16. Складчатые структуры Чу-Илийского геотектоногена.  
Складчатость: 1 — рифея, 2 — кембрия, 3 — ордовика и силура, 4 — девона, 5 — фамена и карбона; 6 — интрузивы; 7 — вулканогенные образования; 8 — разломы по геофизическим данным.

нятия и согласно залегают на отложениях позднего ордовика. Эти породы представлены двумя свитами — саламатской лландоверийского возраста и койчинской венлока (Бандалетов, 1969). В районе гор Джамбул между отложениями ордовика и силура наблюдается стратиграфическое несогласие. Койчинская свита залегает согласно, сложена красноцветным терригенным комплексом: песчаниками, конгломератами, алевролитами с редкими прослоями известняков.

Таким образом, в нижнем силуре осадки накапливались в унаследованных от ашгиллин бассейнах. В среднем и верхнем ордовике суши чередовалась с участками, залитыми морем. В общем это была узкая длинная полоса низких гор в западной бортовой части геотектоногена и небольшая цепь таких же гор на месте Прибалхашского прогиба. Они представляли собой как бы островные дуги и служили областями сноса. Наиболее глубоководные погружения сохранились на месте Жельтауского и Сасырлыкского прогибов. В силуре в связи с начавшейся инверсией в суши превратилась большая часть территории.

Флишевые и флишоидные формации средней стадии обычно представлены ритмично переслаивающимися осадочными отложениями, среди которых преобладают терригенные. В прослоях присутствуют яшмы, известняки, базальт-андезитовые порфириты и их туфы. Эти формации создавались нередко в прибрежно-морских условиях. Наибольшие мощности имеют формации верхнего ордовика Жалаир-Найманской, Сасырлыкской, Жельтауской и Сарытумской структурно-формационных зон. В нижнем силуре заметные мощности осадков отмечены лишь в Каibской и Сарытумской зонах.

В среднюю стадию проявилась сложная складчатость, в результате которой образовались крутие и зачастую изоклинальные складки с преобладанием северо-западных простираний (рис. 16). В этот же период заложилась серия разломов северо-западного направления, сопровождаемая динамометаморфизмом пород (Суворов, 1971).

Таблица 11

Химические составы вулканитов нижнего ордовика и сарытумского габбро-гранодиоритового комплекса

№ на диаграмме (рис. 14)	Порода	Кол-во анализов	Компоненты, вес. %									Коэффициент агпайтности $K_a = \frac{Na_2O + K_2O}{Al_2O_3}$	
			SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O		
11	Туфы базальта	3	48,4	0,7	18,9	6,2	5,0	0,1	5,8	5,2	3,8	1,6	0,60
12	Андезитовые порфириты и их туфы	3	54,8	0,6	16,9	3,4	5,4	0,1	4,2	3,9	3,1	2,6	0,47
13	Туфы дацитов	2	68,4	0,3	14,7	2,2	2,4	0	2,4	1,2	2,3	3,2	0,49

Сарытумский габброидный комплекс (S<sub>1</sub>?)

14	Габбро-диорит	3	45,6	0,9	14,0	3,2	6,7	0,2	9,6	13,7	2,5	0,5	0,34
15	Кварцевое габбро	1	53,9	1,1	12,8	5,1	5,1	0,2	6,7	7,6	2,6	1,6	0,46
16	Диорит	4	58,2	0,7	15,9	1,8	5,0	0,2	3,5	5,3	3,7	2,6	0,56
17	Кварцевый диорит	1	61,4	1,0	13,0	2,9	4,6	0,1	3,6	3,9	2,2	2,4	0,47
18	Гранодиорит	1	67,6	0,7	12,2	3,0	2,0	0,1	2,0	3,3	2,0	3,5	0,58

Вертикальные перемещения по разломам были относительно небольшими, что устанавливается по соприкосновению в крыльях одних и тех же пачек и свит кембрийских или ордовикских отложений. В целом разломы Жалайир-Найманской системы субпараллельны основному направлению складчатых структур. По данным Б. А. Салина и др. (1967), в ряде районов разломы секут складчатость основания и ранних циклов почти под прямыми углами. Большинство разломов не являются структурами глубинного заложения. При детальном картировании они вырисовываются как серии прерывистых кулисных разрывов небольшой протяженности.

В обстановке сжатия наряду с крутопадающими нарушениями образовались и пологие субгоризонтальные межформационные срывы. Появление серии новых разломов, а также блоковое дробление вызваны контрастными движениями. Фронт вулканической деятельности расширился к западу. В стержневой части геотектоногена (район гор Байгара) возникли горизонты туфов кислого состава, залежей лабра-

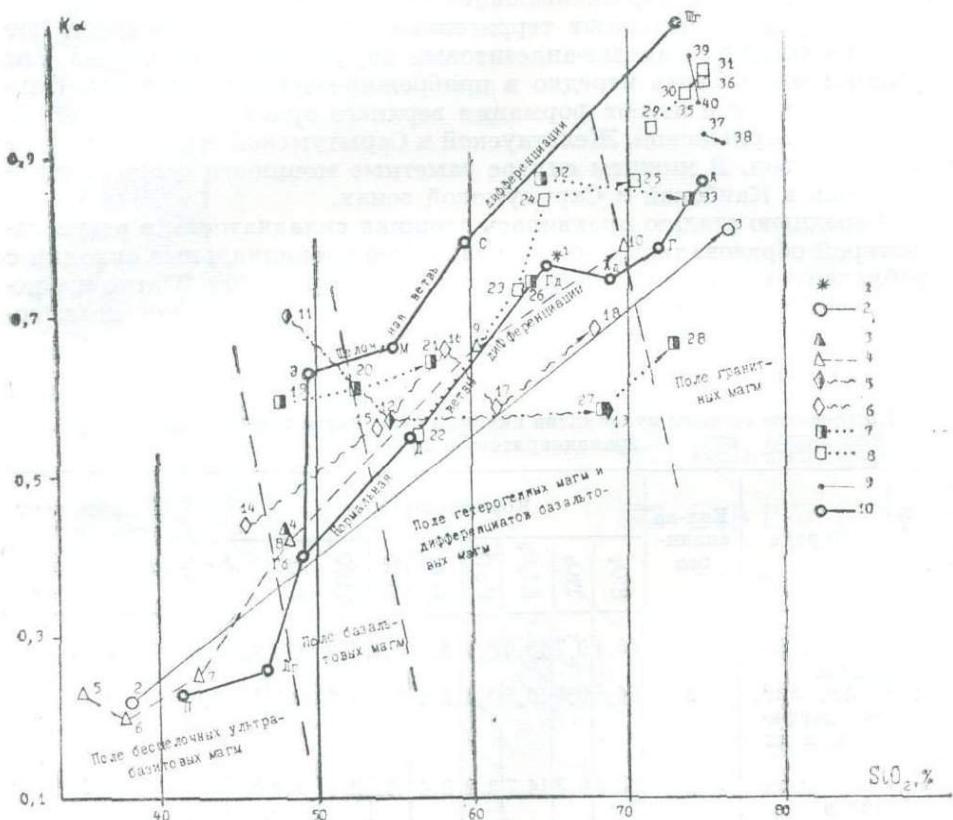


Рис. 17. Диаграмма «кремнезем — агпайнность» магматитов Чу-Илийского геотектоногена.

1 — магматиты основания; 2 — интрузивные породы байкальского цикла. Каледонский цикл, 3—4 — ранняя стадия: 3 — вулканиты, 4 — чубалхашский ультрабазитовый комплекс; 5—6 — средняя стадия: 5 — вулканиты, 6 — сарытумский габбройдовый комплекс; 7—8 — поздняя стадия: 7 — вулканиты, 8 — интрузивные образования (кызылжартасский, желтауский и каибский комплексы); 9 — интрузивные породы герцинского цикла (акчатауский и западномайкопский комплексы); 10 — типовые составы пород СССР (см. рис. 7).

Нумерация точек дана по таблицам 8, 10, 11, 12, 16.

доровых андезитовых порфиритов и их туфов. Они формировались в морских и наземных условиях в виде эксплозий из вулканов центрального типа и трещинных излияний.

Средняя стадия завершилась внедрением интрузивов сарытумского габброидного комплекса (Щерба и др., 1968). Возраст его определяется как нижнесилурийский, поскольку интрузии прорывают отложения ордовика и перекрыты нижнедевонскими эфузивами (массивы Котнак, Карагунгир, Торангыз, Сарытумская полоса, часть Каражерикского и Шаянтасского массивов и массивов гор Майжарылган, Ботабурумский, Байгара, Северо-Андассайские, Кипчакбай, Шалгия, Пыстан, Ергенекты, Шайтансимес). Другие авторы (Лебедев-Зиновьев, 1970) относят часть массивов к девону.

Магматиты средней стадии — типичные продукты дифференциации базальтовой магмы (табл. 11, рис. 17). Средние составы их близки к линии дифференциации типовых пород габбро-диорит — гранодиорит (Соловьев, 1970). В магматитах закисное железо преобладает над окисным, что отражает глубинное происхождение магматического расплава. Для них характерны также отсутствие заметной ассилияции вмещающих пород и пониженные содержания глинозема. Наиболее кислые члены ряда обладают повышенной кислотностью и калие-

востью.

Для осадочных формаций типичны повышенные содержания меди, свинца, цинка, бария, галлия, титана, никеля, хрома и ванадия. В районе массива Жельтау песчаники среднего ордовика обогащены ванадием, а отложения верхнего ордовика — медью, цинком, никелем, ванадием, хромом, галлием, барием и титаном. Нижнесилурийские осадки отличаются некоторыми концентрациями молибдена, меди, свинца, ванадия, галлия, титана, никеля и хрома.

В южной части зоны в ордовикских породах встречаются металлометрические ореолы молибдена, а в силурийских — ореолы олова.

### Поздняя стадия

Эта стадия началась в конце силура — начале девона мощной тектоно-магматической активизацией, протекавшей на фоне общего интенсивного поднятия и блоковых перемещений земной коры. Наиболее крупные восходящие перемещения отмечаются для современных поднятых блоков. Осадки формировались в континентальной обстановке в межгорных и приразломных прогибах, в условиях частой смены лагунно-континентальных и наземных фаций. Материалом служили продукты разрушения поднятых блоков.

В верхнем силуре почти повсеместно наблюдается перерыв в осадконакоплении, кроме незначительных локальных участков в Прибалхашской и Жельтауской зонах.

Девонские образования развиты в общем широко. Однако наиболее распространены и в полном виде они представлены в Сасырлыкской структурно-формационной зоне. По данным разных авторов (Сенкевич, 1964; Плющев и др., 1968; Токмачева и др., 1969), современная схема стратиграфии девонских отложений следующая:

для Сасырлыкского прогиба

для Жельтауского прогиба

нижний — средний девон (свиты)

- a) карасуйская
- b) жиделинская
- c) коктасская

коктасская

средний — верхний девон

- а) акуинская
- б) сарытобинская

- а) живетская
- б) карасайская
- в) жингильдинская

верхний девон

- а) таракжальская
- б) молабулакская
- в) мынбулакская
- г) сагантайская

Карасайская — андезито-базальтовые порфиры, перемежающиеся с полимиктовыми песчаниками, алевролитами, реже с конгломератами (850 м).

Жиделинская — преобладают туфы липаритовых порфиров.

Коктасская — порфиры андезитового и дациотового составов, реже базальтовые; горизонты красноцветных песчаников, конгломератов, реже алевролитов (1200—3600 м).

Акуинская — дацитовые порфиры, их туфы и тесно перемежающиеся с ними вулканомиктовые песчаники и конгломераты, реже туфы и лавы липаритовых порфиров, порфириотов (1200 м).

Сарытобинская — конгломераты, песчаники, алевролиты с прослойми туфов кислого состава, реже порфириотов (более 1000 м).

Таракжальская — базальтовые и андезитовые порфиры, перемежающиеся с алевролитами, песчаниками, гравелитами и конгломератами; есть прослои туфов и туфолов кислого состава (1500 м).

Молабулакская — вулканогенные породы кислого состава, замещающиеся по простиранию конгломератами с галькой этих же эфузивов; есть горизонты порфириотов.

Мынбулакская — конгломераты с гальками кислых эфузивов и порфиры базальтового и андезито-базальтового составов, прослои туфов и лав кислых эфузивов и алевролитов (300 м).

Сагантайская — конгломераты, песчаники, алевролиты и аргиллиты (325 м).

Живетская — базальтовые лавы, песчаники, известняки, красноцветные песчаники (2000 м).

Карасайская — в нижних частях преобладают пирокласти кислого состава, широко распространены флюидальные туфоловы дацитовых порфиров, альбитофиров, ортофиров (более 2000 м).

Жингильдинская — красноцветные песчаники.

В связи с общей инверсией к концу девона в Чу-Илийской зоне установились континентальные условия и весьма сложный рельеф суши. Средне-верхнедевонское время характеризуется переходным режимом от орогенного к платформенному. В этот период блоковое строение зоны в общем завершилось. Четко обособились Сасырлыкский и Жельтауский прогибы, Каиское поднятие (рис. 12, 16, 18).

Мощная интрузивная деятельность проявилась, по-видимому, на границе нижнего — среднего девона именно тогда, когда между нижней и верхней подформациями «порфировой» формации был зафиксирован перерыв, во время которого произошло дальнейшее поднятие суши и частичная ее консолидация (благодаря чему изменился состав продуктов вулканизма). Оживление тектонических движений привело к новому разрастанию разрывов Жалаир-Найманской системы. Жалаир-Найманский трог (грабен) превратился в грабен-синклиниорий.

Поздняя стадия развития зоны характеризуется максимальным вулканизмом. Уже в верхнем силуре вулканизм стал распространяться в восточной и центральной частях зоны, а затем в девоне охватил весь

регион (рис. 19). Порфиры андезитовой формации верхнего силура проявлены в юго-восточной (Копинский и Хантауский узлы) и центральных (Байгалинский, Западно-Прибалхашский и Западно-Майтокенский узлы) частях. В девоне вулканизм достиг наибольшей мощности, захватив не только Чу-Илийский геотектононоген, но и смежные бортовые его территории к востоку и западу. Ширина вулканического пояса составила 200 км при длине около 700 км.

Девонские вулканогенные формации (андезито-липаритовая, липарито-дацитовая, липарито-гранитная) широко развиты в зоне. В прогибах сохранился ряд вулканических центров — Байгара, Кызылке-

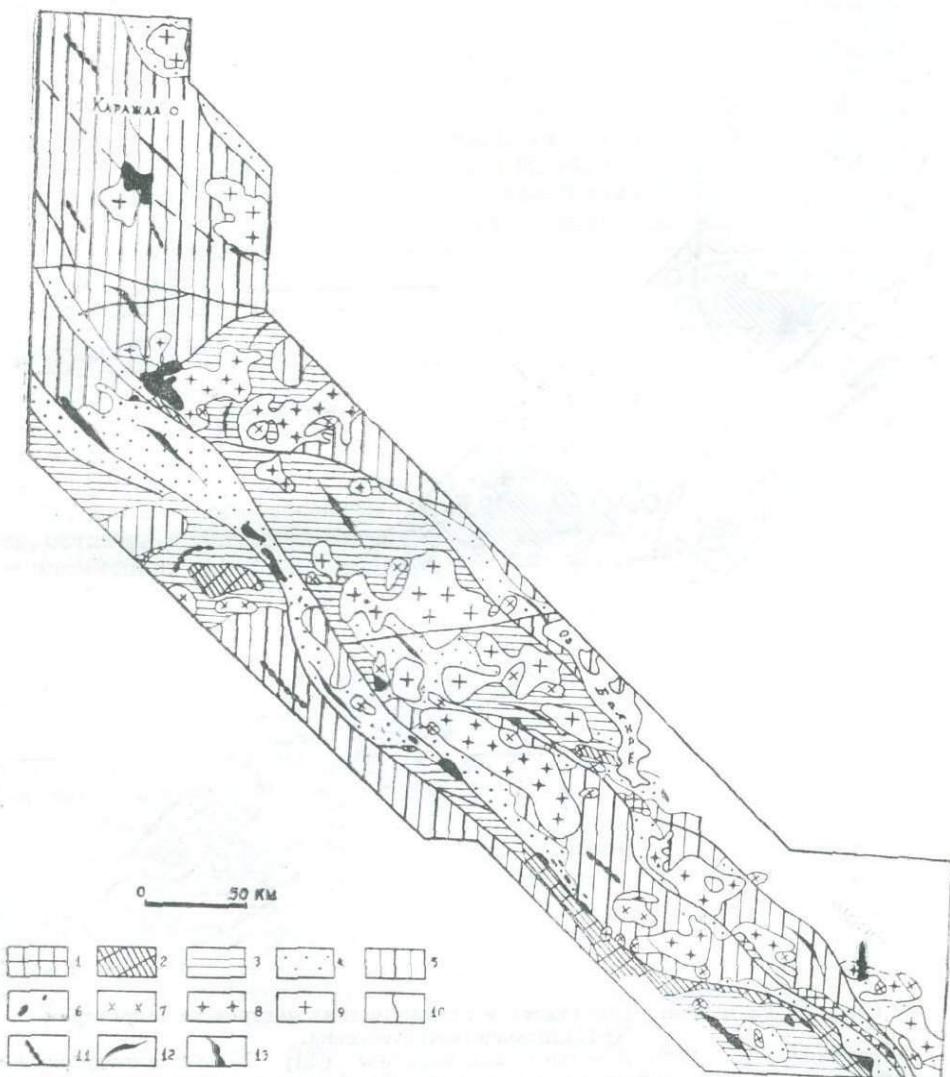


Рис. 18. Палеотектоническая схема каледонского цикла развития Чу-Илийского геотектоногена.

1 — протерозойское основание; 2 — формации байкальского цикла развития; 3 — формации каледонского цикла развития: 3 — ранней стадии, 4 — средней стадии, 5 — поздней стадии; 6—9 — магматические формации каледонского цикла: 6 — ультрабазитовая, 7 — гранодиоритовая, 8 — первая гранитовая, 9 — вторая гранитовая; 10 — главные разломы; 11—13 — складчатость: 11 — брахиформная, 12 — линейная, 13 — брахиформная и линейная.

мер, Коктас, Куланкетпес, Кызылсай, Алаколь, Мынказган, Аксуек, Куеликара, Жусандала, Мынарал, Шавдар-Жувган, Мунглу и другие. Многочисленные центры извержений создали исключительную пестроту фаций, что затруднило возрастное расчленение вулканогенного комплекса. Нижняя граница определяется по наличию в гальке базальных конгломератов фауны лудловского яруса, а верхняя — по несогласному перекрытию породами кияктинской свиты ( $D_3$ — $C_1$ ). В Са-

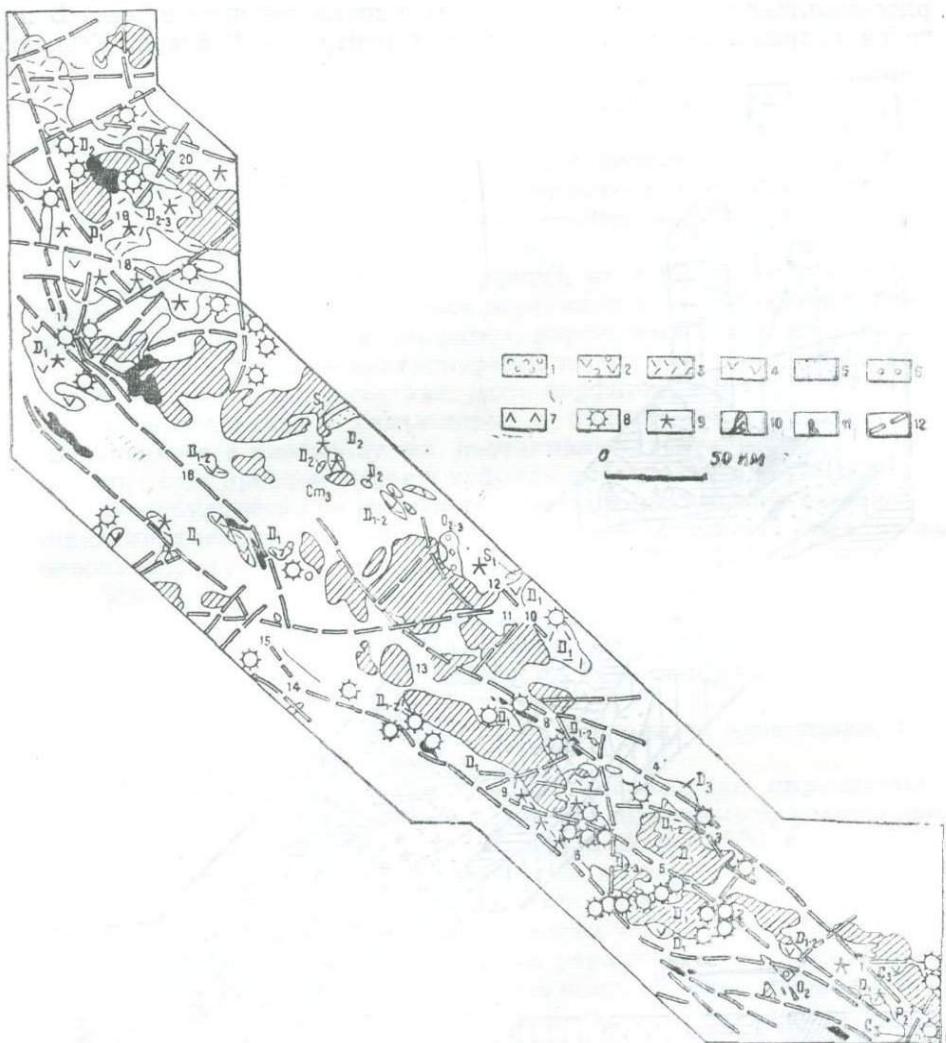


Рис. 19. Размещение вулканитов и вулканических центров на территории Чу-Илийского геотектоногена.

1 — трахиличариты (Р?); 2 — дакитовые порфирь (С<sub>3</sub>); 3 — андезито-дацитовая формация (D<sub>1-2</sub>); 4 — липаритовая формация (D<sub>2-3</sub>); андезито-базальтовая формация: 5 — силура (S<sub>1</sub>), 6 — ордовика (O<sub>2-3</sub>); 7 — базальтоиды (См); вулканические аппараты: 8 — установленные, 9 — предполагаемые; 10 — массивы гранитоидов; 11 — гипербазиты; 12 — главнейшие глубинные разломы.

Вулканические центры: 1 — Копинский, 2 — Копалысайский, 3 — Ботабурумский, 4 — Алакольский, 5 — Хантауский, 6 — Кызылсайский, 7 — Куланский, 8 — Сарытумский, 9 — Коктасский, 10 — Мынаральский, 11 — Кашкантенизский, 12 — Тасаральский, 13 — Байгаринский, 14 — Курманчинский, 15 — Ченгельдинский, 16 — Западно-Майтоккенский, 17 — Шавдар-Жуванский, 18 — Сасырлыкский, 19 — Мунглинский, 20 — Каратюбинский.

сырлыкском прогибе вулканиты расчленяются даже на три комплекса: первый ( $D_1$ ), второй ( $D_{1-2}$ ) — коктасская свита и третий ( $D_2-D_3fr$ ) — карасайская свита.

В Сасырлыкском прогибе, по данным Н. А. Волкова и Л. В. Чеснокова (1969), при формировании третьего вулканического комплекса ( $D_2-D_3fr$ ) центры извержений локализовались вдоль северо-западных разломов. На них находится максимум развития кислых эфузивов всех трех вулканических комплексов, а также гранитоидных интрузий средне-верхнедевонского возраста.

Таким образом, области накопления карасайских отложений оказались более дифференцированными, что отражало неодинаковую консолидацию структуры и переход ее к субплатформенному развитию.

Интрузивные образования позднекаледонской стадии распространены наиболее широко. Здесь выделяются три комплекса интрузивных пород гранитоидного ряда, имеющих тесную пространственную, временную и генетическую связь с предшествующими их внедрению излияниями лав средне-кислого состава. Наиболее ранним по времени внедрения (конец средней — начало поздней стадии) является кызылжартасский гранодиоритовый комплекс (первый девонский, по В. С. Коптеву-Дворникову и др., 1960). К нему относятся массивы Акманглай, Кызылжартас, Тюлькули, Кызылтас, отдельные массивы Сарытумской полосы, Акбастау, Аденсу-Акколь, Майтоккен-Дарбаза, Северожелтобинский, останцы в массивах Ергебулак, Булаттау, Каракамыс, Кундуз и Южный Алаколь. Они сложены в основном гранодиоритами с подчиненным количеством как диоритов, так и нормальных гранитов. Большая часть массивов комплекса прорывает осадочно-вулканогенные образования нижнего и низов среднего девона. В свою очередь, они рвутся интрузивами среднедевонского жельтауского комплекса. Часть массивов (Северожелтобинский, Майтоккен-Дарбаза, останцы в массивах Ергебулак, Булаттау, Каракамыс и Кундуз), расположенных в сильно приподнятых и эродированных блоках пород кембрия и докембрия, отнесена к этому комплексу только на основании петролого-химических признаков и по пространственному положению.

Жельтауский (второй девонский, по В. С. Коптеву-Дворникову, 1960) комплекс гранитов ( $D_2$ ) на территории региона развит довольно широко и занимает около четверти общей площади всех интрузивов. Сюда отнесены крупные многофазные массивы гранитов Ергебулак, Булаттау, Жельтау, Хантау, Южный Алаколь, Кундуз, Шольядыр, Акадыр, Айдарлы и ряд мелких массивов аналогичного состава Жельтау-Акадырской зоны среди эфузивов среднего девона. Гранитоиды прорывают массивы предыдущего комплекса и осадочно-вулканогенные образования верхней подсвиты коктасской свиты (липарито-дацистовая формация). Имеются противоречия: одни авторы указывают на факты перекрывания кислыми эфузивами денудированной поверхности массива Жельтау (Полковой, 1957), что отрицают М. Я. Дара (1962) и А. А. Лебедев-Зиновьев (1970). Аналогичное положение и на Булаттау (установлено нами в 1969 г.), где имеется перекрытие гранитов сферолоидными липаритовыми порфирами липаритовой формации среднего — верхнего девона (рис. 20). Имеющееся к настоящему времени значительное число определений абсолютного возраста гранитов комплекса (Семенова, 1969; Ефремова, 1970; Коробкин, 1969 и наши данные) надежно свидетельствует о среднедевонском возрасте комплекса (352—397 млн. лет по девяти пробам).

Кайбский многофазный комплекс лейкократовых гранитов предположительно средне-верхнедевонского возраста объединяет крупные

транитные массивы центральной и северной частей региона: Каиб, Токкен, Каракамыс, Жалгыз, Кылча, Мунглу, Майколь, Майтоккен, Устанынжал и Западный Хантау. Некоторые исследователи (Коптев-Дворников и др., 1962) возраст комплекса считают среднегерцинским.

Граниты комплекса прорывают отложения нижнего и среднего девона. По данным А. П. Коробкина (1969), южная часть Каибского массива и секущие его дайки перекрываются терригенными отложе-

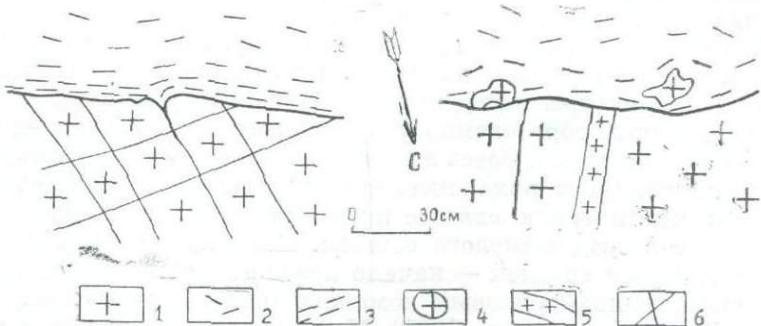


Рис. 20. Перекрывание гранитом массива Булаттау липаритовыми порфирами ( $D_{2-3}$ ?).

1 — среднезернистые биотитовые граниты; 2 — сферолоидные липаритовые порфирь; 3 — направление флюидальности; 4 — базальные валуны среднезернистых гранитов; 5 — дайка аплита; 6 — трещинная решетка в гранитах.

ниями нижнекарбоновой Карабинской мульды, в основании которой залегают предполагаемые фаменские конгломераты с галькой гранитов смежной части Каибского массива. Выполненные А. П. Коробкиным определения абсолютного возраста и химического состава этих галек показали их сходство с породами Каибского массива. Эти данные повторяют наблюдения В. С. Коптева-Дворникова и др. (1962), которые отмечали наличие в южном контакте массива Каиб останца более древних гранитов, перекрывающегося отложениями Карабинской мульды. Поэтому судить по приведенным данным о возрасте самого Каибского массива трудно. Галька гранитов обнаружена И. И. Парецким (1965) в мынаральских нижнекарбоновых базальных конгломератах на некотором удалении от восточного контакта Каракамысского массива, что указывает на возможный докарбоновый возраст каракамысских гранитов.

В целом верхняя возрастная граница комплекса по-прежнему остается открытой. Но на основании общей истории развития зоны возраст комплекса мы условно принимаем как средне-верхнедевонский, дофаменский.

Некоторые исследователи (А. П. Коробкин и др.) граниты жельтауского и каибского комплексов объединяют в единый девонский комплекс гранитов на основании их близкого вещественного состава и идентичности цифр определения абсолютного возраста. Непосредственных контактов между гранитами комплексов не наблюдалось. Не отрицая полностью возможной принадлежности гранитов обоих комплексов к единому многофазному комплексу, мы считаем более правомерным выделение двух сближенных во времени комплексов, составляющих с эфузивами предшествующих им формаций единые ряды, отличающиеся по внешнему виду, количественному минеральному составу и типу редкометаллоносности.

Таблица 12

## Химические составы магматитов поздней стадии каледонского цикла развития

№ на диаграмме (рис. 14)	Порода	Кол-во анализов	Компоненты, вес. %								Коэффициент агпайтности $K_x = \frac{Na_2O + K_2O}{Al_2O_3}$		
			SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO			
Андезитовая формация D <sub>1-2</sub>													
19	Базальтовые и диабазовые порфиры	3	47,8	1,4	15,5	3,9	5,0	0,2	6,7	7,1	4,0	0,8	0,49
20	Андезито-базальтовые порфиры	8	52,7	1,3	16,5	4,1	3,8	0,1	3,8	6,1	4,0	1,6	0,51
21	Андезитовые порфиры	15	57,3	1,1	15,7	2,4	4,4	0,0	1,3	5,5	3,3	4,2	0,54
Кызылжартасский гранодиоритовый комплекс D <sub>1-2</sub>													
22	Кварцевые диориты	1	56,5	1,3	13,4	6,2	0,1	0,2	1,6	16,6	1,1	3,8	0,45
23	Гранодиориты	7	62,9	1,1	16,1	11,5	3,4	0,1	2,3	3,3	3,6	4,0	0,63
24	Сиенодиориты	5	64,6	0,8	14,8	2,6	2,4	0,1	1,4	3,0	4,4	3,6	0,74
25	Граносиениты	4	70,2	0,4	14,9	1,6	1,2	0,0	10,5	1,7	4,0	4,1	0,75
Дацит-липаритовая формация D <sub>1</sub> —D <sub>2</sub>													
26	Андезито-дацитовые порфиры	8	63,5	0,7	15,4	3,4	1,8	0,1	1,6	3,1	3,8	3,4	0,64
27	Липарито-дацитовые порфиры	4	68,1	0,5	13,8	3,5	1,2	0,1	0,8	2,6	2,9	3,2	0,48
28	Липаритовые порфиры	8	72,6	0,2	13,6	1,4	1,2	0	0,6	1,5	2,6	4,5	0,56
Жельтауский гранитоидный комплекс D <sub>2</sub>													
29	Биотитовые граниты I фазы	59	71,2	0,3	13,4	1,6	0,8	0	0,6	1,2	3,9	4,4	0,83
30	Лейкократовые граниты II фазы	39	73,5	0,3	13,0	1,8	0,6	0	0,5	1,1	3,8	4,4	0,87
31	Мелкозернистые граниты III фазы	30	74,6	0,2	12,4	1,6	0,4	0	0,3	0,7	4,0	4,4	0,90
Липаритовая формация D <sub>2-3</sub>													
32	Дацитовые порфиры	1	64,3	0,6	15,3	2,7	2,2	0,1	2,1	3,6	4,2	4,4	0,77
33	Липаритовые порфиры и их туфы	15	73,6	0,4	13,7	1,5	0,7	0	0,4	0,6	3,7	3,7	0,74
Каисский гранитоидный комплекс D <sub>2-3</sub>													
34	Биотитовые граниты I фазы	34	73,5	0,3	12,9	1,1	1,0	0	0,5	1,1	3,9	4,4	0,87
35	Лейкократовые граниты II фазы	15	74,5	0,2	13,1	1,1	0,5	0,1	0,4	1,1	4,0	4,6	0,89

Предшествующие вулканиты имеют несколько пониженную кислотность по сравнению с ассоциирующими с ними гранитоидами (табл. 12, рис. 14). Непрерывность ряда магматических образований стадии, общность структур, близость вещественного состава и геохимических особенностей (табл. 13, рис. 21) свидетельствуют о единстве очаговой зоны, закономерно эволюционировавшей во времени (рис. 14). Как видно из диаграммы соотношений главнейших породообразующих окислов («кремнезем — агпайтность»; рис. 17), фигуративные точки средних составов магматитов закономерно перемещаются из поля базальтовых магм и их дифференциатов в поле гетерогенных и затем транзитных магм. Четкая направленность в изменении химического со-

Таблица 13

Кларки-концентрации элементов-примесей в магматитах поздней стадии каледонид

Порода	Число анализов	Be	Mo	Sn	Nb	Cu	Pb	Zn	Ba	Sr	Ga	Zr	Ti	Mn	Cr	V
--------	----------------	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	---

Андезитовая формация D<sub>1</sub>

Порфиры	7	4,3	1,3		0,3	10,0	1,2		0,8	0,1		0,1		0,6	0,4
Туфы порфириров	2		2,9				16,0	1,4		0,6	0,1			0,5	0,3

Кызылжартасский гранодиоритовый комплекс D<sub>1-2</sub>

Гранодиориты	18	0,4	3,0	0,7	0,2	0,8	1,5	0,3	0,6	1,0	2,0	0,6	1,9	0,8	1,2	1,2
Граниты	6	0,7	3,0	1,0	0,5	0,5	1,5	0,2	0,5	1,0	2,0	0,5	0,9	0,6	0,4	0,2
Гранит-порфиры	3	0,4	2,0	0,3	0,5	0,5	2,0	0	0	1,0	1,5	0,3	0,4	0,5	1,6	0,2

Дацит-липаритовая формация D<sub>1</sub>—D<sub>2</sub>

Дацитовые порфиры	3	0,4	5,5	1,0		2,0	1,0	0,8	0,2		0,2		3,0	0,8	1,2	1,0
Липаритовые порфиры	13	0,6	2,0	1,3		1,2	1,2	0	0,2	0,7	0,2		0,6	0,5	0,4	0,2

Жельтауский комплекс D<sub>2</sub>

Граниты I фазы	51	1,0	3,0	1,3	0,8	0,5	2,0	0,2	0,2	0,8	2,0	0,5	1,0	0,5	0,6	1,1
Граниты II фазы	63	0,7	3,0	1,7	0,5	0,8	1,5	0	0,2	0,7	2,0	0,4	1,0	0,5	0,6	1,0
Граниты III фазы	5	1,1	3,0	0,7	1,0	0,8	1,8	0	0,2	0,8	2,0	0,2	0,6	0,6	0,8	1,2

Липаритовая формация D<sub>2-3</sub>

Липаритовые порфиры	13	1,5	3,0	3,3		0,8	1,0	0	0	1,0	0,2		0,4	0,4	1,2	0,2
---------------------	----	-----	-----	-----	--	-----	-----	---	---	-----	-----	--	-----	-----	-----	-----

Каинский комплекс D<sub>2-3</sub>

Граниты I фазы	20	1,1	3,0	1,3	0,8	0,2	1,8	0	0,3	0,7	2,0	0,3	1,0	0,6	0,4	0,5
Граниты II фазы	19	0,7	3,0	0,7	0,8	0,5	1,8	0	0,2	0,6	2,5	0,4	0,8	0,5	0,7	0,4
Граниты III фазы	11	0,7	3,0	0,7	0,2	0,5	1,5	0	0,1	0,5	3,5	0,2	0,6	0,4	0,6	0,2

Примечание. Концентрации (здесь и ниже) высчитаны относительно средних содержаний для соответствующих типов пород.

става пород отражает постепенную миграцию очаговой зоны из базальтового слоя в гранитный. Близповерхностное расположение магматического очага и его мощность обусловили наиболее широкое распространение магматитов этого времени.

Вулканиты почти идентичны типовым представителям (Соловьев, 1970), а интрузивные образования несколько различны. Так, для гранодиоритов характерны незначительно повышенные содержания окиси титана, магния, калия и закиси железа. Гранитные комплексы отличаются повышенными количествами натрия и пониженными закисного железа.

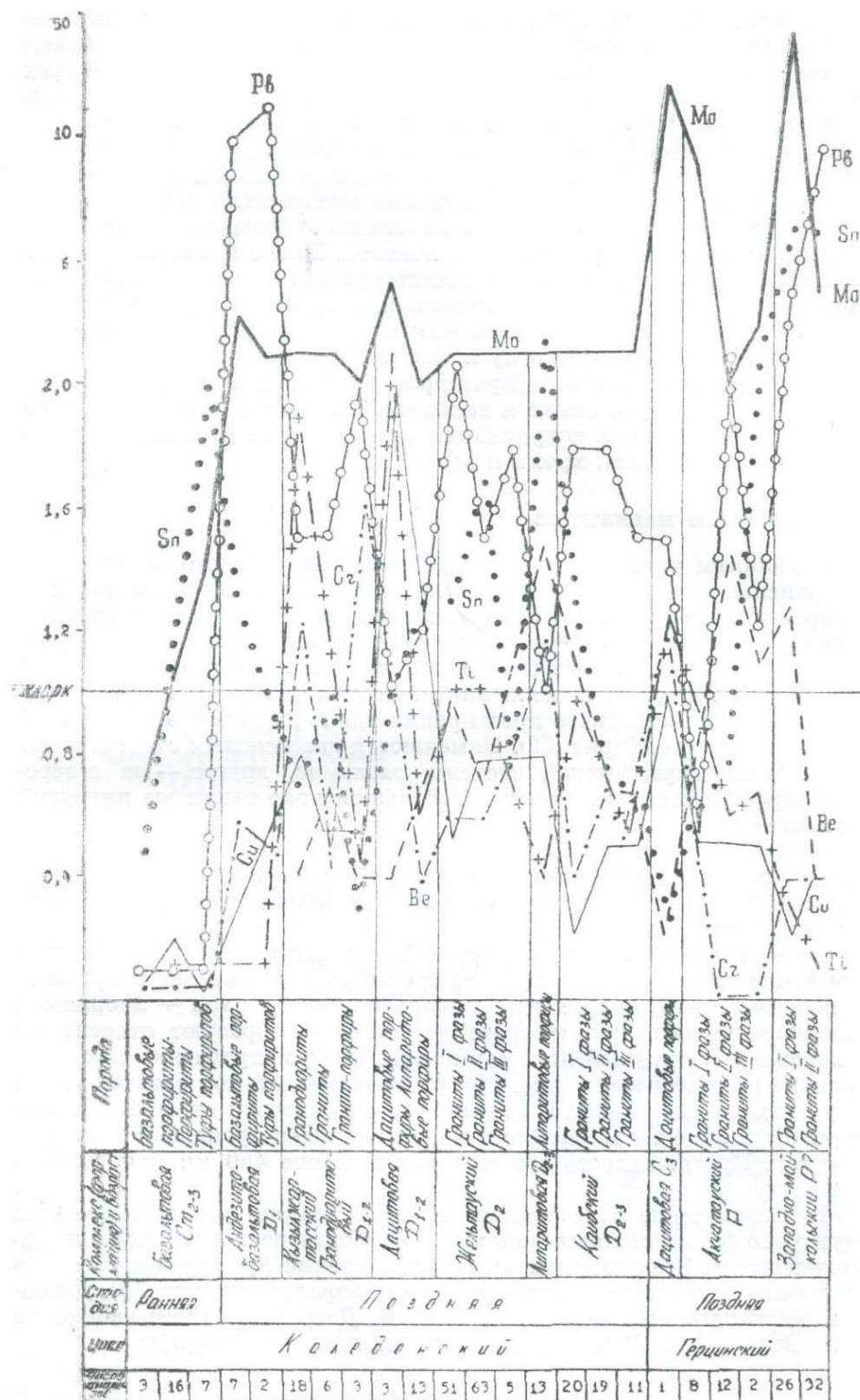


Рис. 21. Вариационная диаграмма содержаний элементов-примесей в магматиках Чу-Илийского геотектоногена относительно кларков.

В геохимическом отношении магматиты имеют ярко выраженную олово-молибденовую геохимическую специализацию и надкларковые содержания свинца (табл. 13). Кларки олова и молибдена в вулканитах значительно выше, чем в интрузивах, поэтому все известные в настоящее время существенные рудопроявления молибдена связаны именно с вулканитами. Несмотря на высокие содержания редких металлов в гранитоидных комплексах, их значительная денудация не позволяет говорить о высокой потенциальной рудоносности. Только в отдельных массивах Жельтауского и особенно Карабашского комплексов можно ожидать еще новые скопления редких металлов. Так, с гранитами массивов Шольадыр и Южный Алаколь Жельтауского комплекса возможно нахождение комплексного редкометального оруденения; с гранитами массива Карабаш могут быть связаны новые редкометальные проявления, а с гранитами массивов Мунглу и Токкен — молибденовые.

Для девонских осадков характерно возрастание содержаний молибдена, меди, свинца, цинка и ванадия. Как и в ордовикско-силурийских отложениях, здесь сохраняются значительные концентрации титана, никеля, кобальта, хрома и галлия.

### Размещение магматитов

Вулканиты ранней и средней стадий каледонского цикла распространены незначительно и обнажены только в наиболее глубоко эродированных блоках. Связь с разломами предопределила четкое линейное размещение интрузивных массивов в виде протяженных цепочек и тесное пространственное совмещение их с эфузивами. И те и другие образуют узкий, протяженный на сотни километров Чу-Балхашский пояс северо-западного простирания вдоль юго-западной бортовой части геотектоногена (рис. 22). Намечаются два неясных ответвления: одно — вдоль Сарытумской системы разломов, другое — на северо-запад через Пыстанский массив. Небольшой пояс таких же интрузий протягивается через гору Шалгия в северо-западном направлении, параллельно основному Чу-Балхашскому поясу\*. По геофизическим данным, разлом и основной пояс ультрабазитов прослеживаются на расстоянии около 1000 км при ширине 5 км. Общее его падение крутое на северо-восток.

Более поздний верхнеордовикский и нижнесилурийский магматизм конца средней стадии проявился крайне незначительно. Крупные по размерам интрузивные тела начала поздней стадии — диориты и гранодиориты Кызылжартасского комплекса — образуют относительно хорошо выраженный пояс северо-западного направления в южной половине геотектоногена (рис. 22), расположенный под острым углом к Чу-Балхашскому поясу в 10—20° (против часовой стрелки). Гранодиоритовый пояс более широкий и с менее четко проявленной конфигурацией. Протяженность его составляет свыше 450 км при ширине до 30 км.

Вулканогенные образования поздней стадии развиты во всех структурно-формационных зонах, но наиболее распространены в Сасырлыкском и Жельтауском прогибах. Цепочки вулканических центров вытянуты в том же северо-западном направлении (рис. 19). Девонские вулканогенные образования К. И. Дворцова (1969), вслед за А. А. Богдановым (1959), рассматривает как юго-западную часть ду-

\* Отмечавшееся при рассмотрении южной части геотекtonогена (Щерба и др., 1968) поясовое размещение магматитов и их контроль оперяющими Жалаир-Найманскую ГПЗ зонами высоких порядков подтверждается и при анализе всей структуры.

гообразного Центрально-Казахстанского девонского вулканического пояса, располагающегося в зоне сочленения каледонских и герцинских складчато-блоковых структур и имеющего характер глубинного тектонического шва (Ташинина, Кошкин, Розенкранц, 1971 и др.). По М. В. Ташининой, вулканический пояс имеет в поперечном направлении зональное строение, выражющееся в смене осадочного типа разреза вулканогенно-осадочным и еще ближе к границе с Балхашским мегаблоком вулканогенным с увеличением мощностей в этом же направлении. Осевая часть пояса сложена эффузивно-туфогенными образованиями, в которых размещено большое количество остатков вулканических построек и корневых частей вулканов.

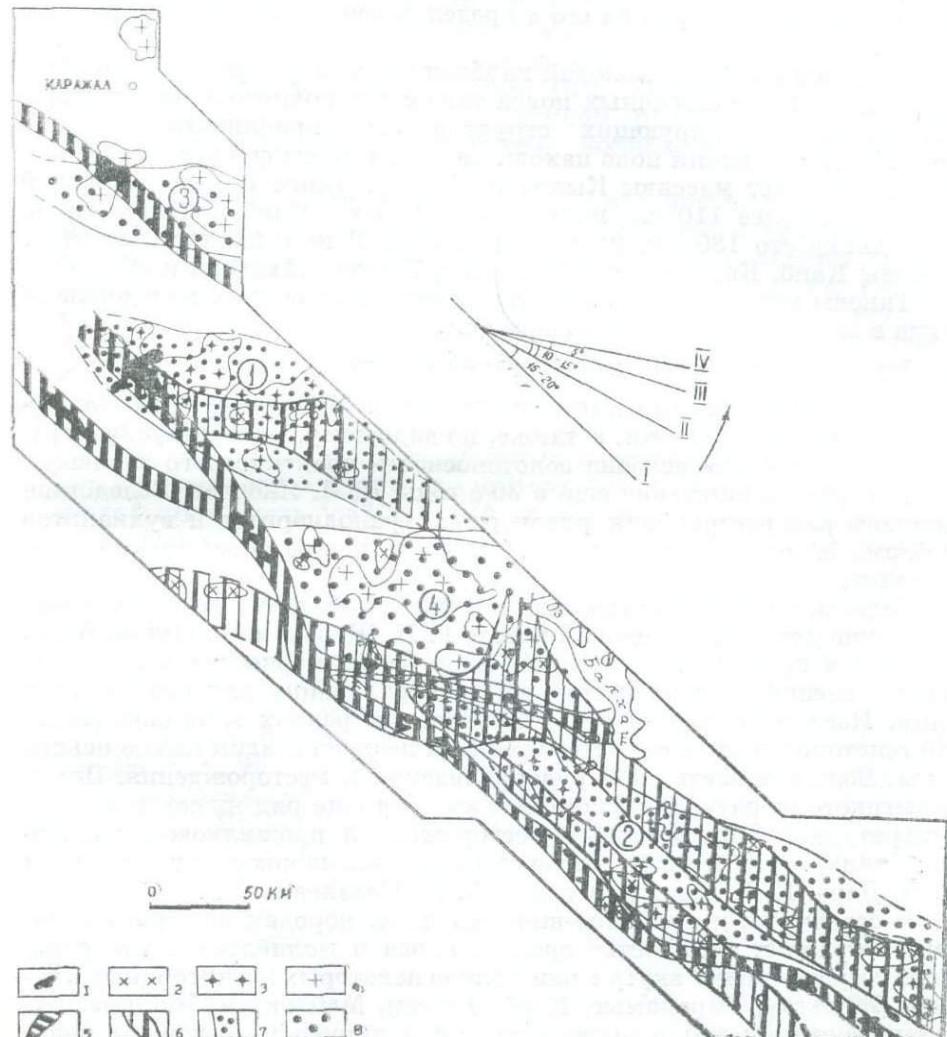


Рис. 22. Поясное размещение интрузивных тел.

1 — массивы ультраосновного и основного составов; 2 — массивы гранодиоритов; 3 — массивы гранитов среднего девона; 4 — массивы гранитов среднего — верхнего девона; 5 — Чу-Балхашский ультрабазитовый пояс; 6 — гранодиоритовые пояса; 7 — пояса гранитных интрузий желтауского комплекса; 8 — пояса гранитных интрузий каисского комплекса.

Пояса гранитоидов (цифры в кружках): 1 — Булаттауский, 2 — Жельтауский, 3 — Кылчинский, 4 — Каисский. Справа — схема изменения углов простирания основных поясов интрузий против часовой стрелки по мере омоложения магматитов.

В среднедевонское время создались огромные по объему интрузивные тела желтауского комплекса гранитов. Судя по размещению гранитных массивов, магмоконтролирующие структуры снова были развернуты против часовой стрелки еще на  $10-15^{\circ}$ . Поэтому пояса гранитов желтауского комплекса направлены под углом  $25-35^{\circ}$  к осевой линии Чу-Илийской зоны. При этом наблюдается тенденция их выклинивания к Жалай-Найманскому разлому.

Намечаются пояса гранитов при довольно расплывчатых конфигурациях. Один — Булаттауский — включает массивы Ергебулак, Булаттау, Центральный и имеет длину в пределах зоны 200—220 км, ширину — около 70 км. Другой — Жельтауский — объединяет гранитные массивы Жельтау, Южный Алаколь, Хантау, Кундуз, Айдарлы, Шольадыр, Акадыр. Длина его в пределах зоны более 300 км, ширина до 60 км.

Следующий, более молодой каисский комплекс гранитоидов образует два почти аналогичных пояса также с дополнительным разворотом магмоконтролирующих структур еще приблизительно на  $5^{\circ}$  (рис. 22). Кылчинский пояс находится на северном фланге геотектоно-гена и включает массивы Кылча и Мунглу. Длина его на изученной территории более 110 км, ширина 30—40 км. Каисский пояс крупнее — длина его 180 км, ширина до 70 км. В него входят гранитные массивы Каиб, Каракамыс, Майтоккен, Токкен, Майколь и Жалгыз.

Таковы общие особенности размещения магматитов каледонского цикла в верхней части геотектоно-гена.

#### Рудоносность магматитов поздней стадии

С наиболее ранними магматитами поздней стадии — кызылжар-тасскими гранодиоритами, а также, по-видимому, с желтауским гранитным комплексом связана золотоносность практического значения, на что обращал внимание еще в 30-е годы Д. И. Яковлев. Вследствие широкого распространения рудоносных гранодиоритов и вулканитов проблема золотоносности должна привлечь к себе более пристальное внимание.

Редкометальная металлогенезия южной половины геотектоно-гена достаточно детально описана в работе Г. Н. Щербы и др. (1968). Здесь приводятся краткие сведения об общих закономерностях в размещении и о специфике редкометальной минерализации для структуры в целом. Известные в зоне точки проявления редких металлов (более 200) генетически связаны с магматитами поздней стадии каледонского цикла. Большая часть их — рудопроявления и месторождения. Помимо высокотемпературной формации имеется еще ряд низко- и среднетемпературных молибденовых месторождений прожилково-вкрашенного типа, генетически связанных с девонскими вулканитами (М. Я. Дара, К. И. Дворцова и др., А. А. Ковалев).

В осадочных и вулканогенно-осадочных породах поздней стадии резко возрастает количество ореолов олова и молибдена. Рудопроявления сосредоточены внутри или вблизи некоторых гранитоидных plutонов (Жельтау, Каракамыс, Каиб, Токкен, Майтоккен, Жалгыз, Булаттау, Мунглу и др.), а также вблизи вулканических центров девона.

Редкометаллоносность возрастила со временем, поэтому наибольшее количество известных рудопроявлений и месторождений связано с каисским комплексом гранитов и девонскими вулканитами.

**Состав оруденения.** Среди рудопроявлений, расположенных внутри или вблизи гранитных массивов желтауского комплекса, в составе руд преобладают молибден и висмут. Другие компоненты, например вольфрам, находятся в подчиненном количестве. Практически отсутст-

вует олово (исключение представляет рудопроявление Южное Булаттау). Рудопроявления единичные, очень мелкие, с низкими содержаниями полезных компонентов. Из них выделяются Сегизсала в массиве Жельтау и Многожильное в массиве Булаттау.

С каибским комплексом гранитов связано оруденение вольфрама, молибдена, реже олова, висмута и других элементов. Для северного фланга зоны наиболее характерно молибденовое оруденение, в центральной части резко преобладает вольфрам (чаще всего в форме шеелита). В ряде рудопроявлений (Шакшагайлы, Шолпан) отмечается заметное количество олова. В южной половине зоны наблюдается смешанное оруденение, в котором заметную роль начинает играть висмут. Из второстепенных компонентов надо отметить tantal, ниобий, церий, редкие земли (Шакшагайлы, Шолпан, Каракамыс и др.).

В девонских вулканитах помимо низкотемпературных молибденовых месторождений имеются генетически связанные с ними ртуть в нескольких рудопроявлениях зоны (Киноварное, Итауз, Разломное и др.), мышьяк в ассоциации со свинцом (рудопроявление Кумадыр), висмут, металлометрические ореолы молибдена, шлиховые ореолы олова.

*Генетические формации.* Подавляющее большинство рудопроявлений редких металлов относится к грейзеновой и кварцевожильной формациям (70%), меньшее количество — к эпимагматической (9%), пегматитовой (2%) и скарновой (9%) и не менее 10% — к пропилитовой вкрапленно-прожилковой, связанной с девонским вулканизмом (молибден и др.). Характерным морфологическим типом рудных тел являются жилы. Штокверки встречаются редко. Это объясняется денудированностью надинтрузивных блоков.

Кварцевожильно-грейзеновые рудопроявления по своим особенностям не отличаются резко от обычных месторождений этой формации. Однако встречается много рудопроявлений и мелких месторождений со слабыми и очень слабыми грейзенизованными оторочками в зальбандах жил. Иногда в них почти полностью отсутствуют изменения в контактах с боковыми породами. В остальных случаях грейзенизация выражена заметно слабее, чем в рудопроявлениях герцинского цикла. Своебразное по составу грейзеновое тело отмечено на рудопроявлении Южное Булаттау. Грейзен кассiterит-топаз-кварцевый, топаз превращен в серицит. В районе Южного Куу обнаружены характерные кварц-гематитовые, флюорит-слюдяные грейзены.

Скарновая формация, как и эпимагматическая, изучена слабо. Пегматитовая формация, несмотря на меньшую распространенность в ней рудопроявлений, изучена лучше. Это связано с поисками в районе пьезосыря. Из всех пегматитовых проявлений, известных в районе, лишь незначительная часть (порядка 1%) содержит редкие металлы в крайне низких концентрациях.

*Рудные зоны и узлы.* Все рудопроявления и признаки рудоносности поздней стадии контролируются структурно-металлогеническими зонами (рис. 56). Среди собственно редкометальных выделены следующие: среднедевонские — Жельтау-Акадырская, Булаттау-Ергебулакская, веркнедевонские — Каиб-Жалтызская, Кылча-Мунглинская.

Поскольку структура геотектоногена сама является рудоконтролирующей, то естественно, что выделенные в его пределах структурно-металлогенические зоны отражают закономерности появления, распределения и наложения оруденения на внутренний каркас геотектоногена. Поэтому выделенных зон и подзон сравнительно много, они сближены в пространстве, пересекаются, разветвляются и нередко расширяются в центральных частях.

Внутри зон размещены рудные узлы, среди которых выделяются Мунглинский (на севере), Булаттауский, Шайтан-Симесский, Каибский, Северо-Жельтауский, Восточно-Жельтауский, Жалгызский, Сортанский (на юге). Каждый рудный узел заключает группу редкometальных рудопроявлений и месторождений одного возраста, связанных с определенным рудоносным комплексом гранитов. Лишь в Мунглинском узле находятся разновозрастные рудопроявления, что обусловлено пространственным сближением двух или более разновозрастных гранитов. По наибольшему числу рудопроявлений резко выделяются Мунглинский, Каибский и Каракамысский (табл. 14).

Таблица 14  
Количественное соотношение проявлений минерализации  
и геохимических ореолов в рудных узлах

Рудный узел	Площадь, км <sup>2</sup>	Количество месторождений и рудопроявлений	Количество металлометрических ореолов молибдена и вольфрама
Мунглинский	1000	18	
Булаттауский	420	3	
Шайтан-Симесский	530	3	5
Каибский	4500	61	~270
Каракамысский	1250	51	36
Сортанский	740	2	90
Северо-Жельтауский	590	16	9
Восточно-Жельтауский	510	13	31
Жалгызский	460	20	3

Мунглинский рудный узел содержит только молибденовые рудопроявления. Это мелкие точки минерализации, генетически связанные со второй фазой гранитов каибского комплекса и представляющие собой кварцевые жилы и небольшие зоны окварцевания. В ряде случаев жилы сопровождаются незначительной грейзенизацией.

Булаттауский рудный узел включает три рудопроявления. Два из них молибденовые, третье (Южное Булаттау) молибдено-оловянное. Кассiterитовая минерализация в небольшом грейзеновом теле явно обособлена от штокверкового молибденового оруденения в гранитах и гранодиоритах.

Шайтан-Симесский узел расположен в центральной части геотектоногена, в Жалаир-Найманском блоке. Здесь имеются четыре рудопроявления с молибденом и висмутом, связанные с девонскими вулканитами.

Каибский рудный узел находится в центральной части геотектоногена и включает множество рудопроявлений разнообразных формаций. На востоке в грейзенах преобладает олово, в центральной части — молибден и вольфрам с висмутом, в западной (Майтоккенский массив) — молибден. Лишь единичные рудопроявления (Каибское, Грейзеновое, Бельчи) в южной части узла содержат в виде примеси оловянную минерализацию.

В Каибском массиве имеется множество хрусталиносных пегматитовых тел без редкметальной минерализации. В более поздних типичных грейзенах и кварцевых жилах концентрируются свинец, цинк, медь, барий, немного молибдена, олова и серебра (Коптев-Дворников, 1962).

Каракамысский рудный узел расположен южнее Каибского. Он контролируется Каракамысской гранитной интрузией. Рудопрояв-

лений в узле мало, все они в основном вольфрамовые и находятся в жилах пегматоидного типа. Кроме широко развитых точек минерализации пегматитовой и кварцевожильно-гнейзеновой формаций в пределах узла есть несколько рудопроявлений эпимагматической формации.

Северо-Жельтауский рудный узел занимает южный фланг геотектоногена. В его пределах известно около полутора десятков рудопроявлений, связанных с гранитами Жельтауского комплекса.

Восточно-Жельтауский рудный узел простирается вдоль восточного контакта массива Жельтау. Его рудопроявления главным образом молибден-висмутовые, реже оловянные или молибден-вольфрамовые. Самое значительное из них Сегизсала, относящееся к кварцевожильно-гнейзеновой формации. Реже встречаются представители эпимагматической формации.

Жалгызский рудный узел небольшой по размерам, вытянут в северо-западном направлении. Особенно много рудопроявлений сконцентрировано в его южной части (группа рудопроявлений Чепчек-Базоба). Состав руд — молибден, висмут, часто олово, вольфрам.

В рудных узлах рудопроявления и месторождения распределены крайне неравномерно. Наблюдается определенная приуроченность проявлений редких металлов к приконтактовым частям крупных гранитных тел. Реже рудные тела расположены внутри гранитных массивов и их ответвлений.

*Низкотемпературная прожилково-вкрапленная молибденовая формация* пространственно и генетически связана с вулканическими центрами поздней стадии. Рудопроявления расположены на площадях вулкано-плутонических ассоциаций. На многих участках имеются послерудные дайки основного состава, секущие отложения нижнего карбона (М. Я. Дара, И. К. Тыркин и др.). Характерные ее признаки следующие.

Большинство рудопроявлений тяготеет к вулканогенным образованиям поздней стадии, завершающим орогенный этап развития зоны, особенно — к краевым частям прогибов. Здесь широко развиты кольцевые и полукольцевые структуры с субвулканическими телами. Отмечается тесная парагенетическая связь оруденения с наиболее поздними субвулканическими фациями, с которыми, по данным В. Н. Котляра (1967), оруденение связано с «удивительным постоянством».

На факт повышенной концентрации редких металлов в эффузивных и экструзивных кислых породах обращали внимание В. И. Финенко (1964), А. Б. Каждан (1967), К. И. Дворцова и др. (1963), М. Я. Дара, Т. А. Миненко (1966), В. И. Рехарский, О. В. Крутецкая (1960) и др.

Оруденение очень часто приурочивается к определенным возрастным литохимическим разностям (фельзиты на одном месторождении, сфероидальные лавы на другом, дациты на третьем и т. д.), чему способствовали высокая концентрация фтора, а также кристаллизация расплавов в приповерхностных условиях, сопровождавшаяся выносом молибдена. Приведем пример одного из типичных представителей этой малоизвестной формации.

Участок месторождения сложен переслаивающейся пачкой нижне-среднедевонских вулканогенных образований, прорванных интрузивными и субинтрузивными породами среднего и щелочного состава, относимыми условно к верхнему девону.

Слоистая толща состоит из горизонтов и линз кварцевых порфиров, их туфов, туфоагломератов и туфолов, которые расчленяются, в свою очередь, по структурным, текстурным и прочим особенностям. Породы, залегающие в целом очень полого (до 15—25°), прорваны

субинтрузивными кварцево-андезитовыми, андезитовыми и диоритовыми порфиритами, а также герцинскими интрузивными сиенитами, гранодиоритами и гранитами. При этом субинтрузивные тела слагают обычно центральные части вулканических структур. Вулканогенная толща в ряде мест прорывается дайками кислого, среднего и основного составов (кварцевые порфиры, фельзиты, гранит-порфиры, диоритовые и диабазовые порфиры).

Контактово-метасоматические и гидротермально-метасоматические изменения выражены в широком окрёмнении и серицитизации вулканитов, сопровождающихся минерализацией с пиритом. Иногда породы приобретают облик вторичных кварцитов и сопровождаются прожилками желтовато-бурового карбоната. В непосредственном экзоконтакте изменения носят характер типичной березитизации, прослеживающейся в виде полосы параллельно контакту массива. При этом породы в эндоконтакте приобретают стекловатый облик с флюидальной текстурой, что указывает на активный характер внедрения расплава.

Таким образом, в направлении от контакта интрузивных тел диоритовых порфириотов и сиенитов в целом существует четко выраженная зональность гидротермально-метасоматических изменений: постепенная смена интенсивно березитизированной зоны кварц-серicit-хлоритовыми и кварц-карбонатными изменениями и осветлением. Ширина отдельных зон варьирует в зависимости от формы глубинного контакта интрузий: при пологом погружении — шире, при крутом — уже. В среднем ширина зоны березитизации — от десятков до первых сотен метров, серицитизации — до километра, осветления — до нескольких километров.

Молибденовое оруденение приурочено исключительно к горизонту нижне-среднедевонских трахидацитовых и липаритовых порфириотов в экзоконтактовой зоне поздней многофазной интрузии диоритовых и андезитовых порфириотов и сиенитов. Отметим, что в экзоконтактах подобных субинтрузивных тел андезитовых порфириотов, внедрившихся в кварцевые порфиры или так называемые плитчатые и массивные дацитовые порфиры, имеющие более кислый состав, чем рудоносные флюидальные трахидацитовые порфиры, формируются лишь аномальные ореолы молибдена и мелкие рудные проявления. Это свидетельствует, вероятно, о генетической связи рудного вещества с магмами трахидацитового и липарито-дацитового состава.

Оруденение представлено в основном равномерной и тонкорассеянной вкрапленностью низкотемпературного колломорфного молибденита (фемолита, реже иордизита). Рудные вкрапленники редко достигают десятых долей миллиметра в диаметре. Характерным отличием рудных образцов от безрудных является их более темный облик (до темно-серого цвета), вызванный рассеянной молибденовой минерализацией (пропиткой), потемнение вдоль трещин.

Тонкопрожилковое (штокверковое) оруденение, имеющее небольшое распространение, характерно для более высокотемпературных (непосредственно экзоконтактовых) зон, тел андезитовых и диоритовых порфириотов и пространственно тяготеет к зоне березитизации. Рудный минерал представлен мелкочешуйчатым молибденитом, обнаруживающим отчетливые признаки кристаллической структуры.

Состав руд в основном мономинеральный: в тонковкрапленных рудах минерализация почти целиком состоит из фемолита (реже иордизита) и сопровождается лишь небольшими повышениями содержания свинца, серебра, цинка, меди, титана, циркония, иттрия и иттербия. В прожилках совместно с фемолитом, кристаллическим молибде-

нитом и пиритом встречаются в небольших количествах галенит и сфалерит.

Сопровождавшие процессы гипабиссального магматизма гидротермальные растворы, циркулируя по древним и вновь возникшим нарушениям, вызвали сложную картину наложения и телескопирования в жилах минералов с различной температурой образования. Таким путем возникли карбонат-серцицит-кварцевые, хлорит-карбонатные и другие жилы с пиритом, фемолитом, галенитом, сфалеритом.

Из сказанного можно сделать следующие выводы.

1. Главным рудоконтролирующим фактором является литологический состав пород, оруденение образует пластовые и субпластовые залежи.

2. Генезис вкрашенного оруденения связывается с извержением обогащенной рудным веществом магмы, а штокверково-прожилковых руд — с возможной регенерацией этих вкрашенных руд при формировании последующих андезитовых и диоритовых порфиритов и сиенитов.

На большинстве рудопроявлений отмечается вертикальная зональность: на глубине — молибденит, выше — фемолитовая и на верхних горизонтах — карбонат-сульфидная минерализация.

На заключительном этапе развития вулкано-плутонического узла можно наметить ряд последовательных стадий.

1. Завершение активной фазы вулканической деятельности, дифференциация в магматической камере или периферическом очаге (Мархинин, 1967).

2. Продолжающееся кальдерообразование, кольцевые и радиальные разломы, субвулканические тела разной формы по периферии вулканического узла (кальдеры), вдоль кольцевых разломов. По составу это обычно дациты, фельзитовые и кварцевые порфиры, гранит-порфиры.

3. Кристаллизация субвулканических продуктов, сегрегационная рудная вкраленность.

4. Внедрение интрузий гранитоидного состава с отрывом во времени, возникновение новых температурных полей.

Для рудного процесса характерными элементами-примесями наряду с молибденом являются цирконий, иттрий, иттербий и др. Кроме того, происходил значительный вынос натрия и некоторый привнос калия.

5. Тектоническая активизация и внедрение даек основного состава. Эта стадия характеризуется формированием в консолидированной коре глубоких трещин (расколов), по которым поступала магма основного состава, образуя дайковые пояса, зоны и отдельные дайкообразные тела.

Эрозионный срез обнажает на современной дневной поверхности различные минерализованные и структурные зоны. Там, где срез составляет многие сотни метров, прожилково-вкрашенное оруденение залегает вблизи дневной поверхности, а в других блоках, где срез почти отсутствует, рудные тела, как правило, «слепые» и с поверхности не проявляются.

## ГЕРЦИНСКИЙ ЦИКЛ

Нижняя возрастная граница герцинского цикла устанавливается в общем довольно четко в ряде структурно-формационных зон Чу-Илийского геотекtonогена по характеру смены осадков (табл. 15) и резко трансгрессивному налеганию морских осадочных фаменских и турнейских отложений начальной стадии на континентальной вулкано-

Таблица 15

## Осадки и магматиты герцинского цикла Чу-Илийского геотектоногена

Стадия	Стратиграфическое расчленение			Осадконакопление				Вулканизм			Плутонизм
	Система	Стдел	Свита	Мощ., м	Формация	Состав осадков	Место распространения	Формация	Состав	Комплекс	
Поздняя	Пермь	Верхний Нижний			Континентально-озерная	Конгломераты, песчаники, алевролиты, углисто-глинистые сланцы, туфопесчаники	Южный фланг Сарытумской зоны			Западномай-кольский? Акчатауский	Биотитовые и амазонитовые граниты (?) Лейкократовые и аляскитовые граниты
		Верхний карбон — нижняя пермь			Континентальная и мелководно-прибрежная	Базальные алевролиты, стые сланцы	Южный фланг Сарытумской зоны	Дацитовая наземная	Дацитовые порфиры и их туфы, альбитофиры, пироксеновые порфиры		
		Верхний				Туфоконгломераты, реже песчаники	Южный фланг геотектоногена				
	Карбон	Средний				Песчаники, конгломераты	Распространены незначительно			Гранодиоритовый	Гранодиориты, биотитовые и лейкократовые граниты
		Нижний Намор		200—300		Песчаники, аргиллиты, известняки					

## Ранняя

Девон	Карбон		Морская кремнисто-терригенно-карбонатная	Алевролиты, аргиллиты, песчаники, известняки, мергели, конгломераты, углистые сланцы	В пределах наложенных мульд	Спилито-диабазовая	Базальтоидные лавы
	Нижний	Верхний					
	Турне	Бизз	1100—1400	Глинистые сланцы, известняки, доломиты, песчаники, аргиллиты, конгломераты, мергели, известково-углистые породы			
	Фамен-ская		200—900	В основании — конгломераты и песчаники, реже известняки. На северном фланге зоны в верхах разреза — горизонт железо-марганцевых руд, кремнисто-глинистые сланцы, алевролиты			

генно-осадочной молasse франа. Верхняя граница цикла менее определена, поскольку незначительное количество верхнекарбоновых и пермских осадков известно лишь на крайнем южном фланге зоны, где они выходят за пределы изученной территории. Можно предполагать, что цикл закончился в конце верхней перми — триасе, так как пологие слои меловых континентально-озерных отложений резко не согласно налегают на верхнепалеозойские породы.

### Ранняя стадия

Фаменские образования, как и нижнекарбоновые, сохранились только в пределах мульд северной половины геотектоногена. В их основании залегают конгломераты и песчаники сравнительно небольшой мощности (80—120 м), а выше — известняки, алевролиты, аргиллиты, кремнисто-карбонатные породы фамена с горизонтами железомарганцевых руд (табл. 15).

Отложения нижнего карбона известны лишь на крыльях и в ядрах наложенных грабен-синклинальных структур, таких, как Мийкайнарская, Коктасская, Карабинская в Сасырлыкском прогибе. Для крайних северных районов и Причуйского прогиба в турнейских осадках выделены сокурский (кремнисто-карбонатные породы, кремни), кассинский (углистые известняки, аргиллиты) и русаковский (желваковистые, кремнистые известняки) горизонты. Визейский ярус подразделен на ишимский горизонт — известняки, кремнисто-карбонатные породы, средневизейский подъярус — песчаники, алевролиты, аргиллиты, верхневизейский подъярус — намюрский ярус — песчаники, аргиллиты, алевролиты (Александрова, 1963; Павенко, 1967).

В районе массивов Шольадыр и Акадыр нерасчлененные образования верхнего карбона — нижней перми в своем составе имеют конгломераты, алевролиты, углисто-глинистые сланцы, дакитовые порфиры и их туфы.

Таким образом, новая трансгрессия моря произошла в основном вдоль приразломных прогибов-грабенов. В целом зона представляла собой прибрежную равнину с крупными озерами, временами заливавшуюся морем и частично возвышенную (плато и холмистые равнины). Проявления магматизма были крайне слабыми. С фаменскими и нижнекарбоновыми осадками чередуются излияния и силлы базальтоидов. С вулканизмом связано оруденение атасуйского типа. Во вмещающих породах нередко отмечаются и ореолы молибдена.

### Средняя стадия

Со второй половины визейского времени море стало постепенно отступать. В намюре вся территория осушилась. Сглаженный рельеф и медленное поднятие явились причинами перерыва в осадконакоплении до конца среднего карбона.

Если в среднюю стадию каледонского цикла происходили интенсивные вертикальные движения, сжатия, господствовали морские условия, то в герцинском цикле преобладали поднятия и растяжения континентальных блоков. Движения были малоамплитудными, что при сглаженном рельефе не способствовало осадконакоплению, происходила денудация.

Средняя стадия завершилась внедрением незначительных интрузивов гранодиоритового комплекса ( $C_2$ ), располагающихся в местах сочленения с герцинскими зонами активизации соседних регионов. Сюда относятся массивы Айнабулак, мелкие интрузивы в массивах

Устанынжал, Кундуз, Шольадыр и Акадыр, небольшие массивы, расположенные у берега озера Балхаш. Возраст их определяется на основании прорывания интрузивами визейских осадков (радиологический возраст гранодиоритов массива Кундуз 323 млн. лет).

С интрузией Айнабулақ связаны единичные рудопроявления молибдена с подчиненным количеством вольфрама.

### Поздняя стадия

Приблизительно в конце среднего карбона началась поздняя стадия развития герцинского цикла, которая, по-видимому, продолжалась до поздней перми — триаса. Этот период также характеризуется восходящими движениями, пароксизмами магматизма, происходившего на крайнем южном фланге зоны. В ее северных и центральных частях сохранились стабильные полуплатформенные условия. Даже разломная тектоника в этот период не проявилась достаточно отчетливо.

Характерно отсутствие осадков верхнего карбона — перми на преобладающей части территории, значительно превышающей по размерам Чу-Илийскую зону (за исключением крайнего южного фланга геотектоногена).

Позднегерцинская стадия завершилась внедрением редкометаллоносных лейкократовых и аляскитовых гранитов акчатауского и западномайкольского комплексов. Массивы Куу и Караба по совокупности петрографических и металлогенических признаков отнесены к акчатаускому комплексу. Западномайкольский комплекс лейкократовых субщелочных гранитоидов впервые выделен в 1968 г. В результате последующих исследований установлено более широкое развитие интрузий этого комплекса. Помимо известных ранее Западного Майкаля, Кенгкика в геотекtonогене обнаружены граниты западномайкольского (хоргосского) типа в массивах Токкан и Хантау. Следует отметить, что высказанные нами ранее предположения о молодом возрасте Восточно-Каибской гранитной интрузии и гранодиоритового останца в Каракамысе и параллелизация их с западномайкольским комплексом (Щерба и др., 1968) оказались ошибочными. При повторном осмотре обнажений выяснилось, что гранодиориты представляют собой останец в гранитах Каракамыса, а граниты рудных полей Шолпан и Шакшагайлы — вторую фазу массива Каиб.

Вопрос о возрасте западномайкольского комплекса по-прежнему остается дискуссионным. Г. Н. Щерба, Н. П. Сенчило, А. В. Куряшов, Б. В. Ершов (1968) по значительному сходству петрографо-металлогенических признаков западномайкольских гранитов и гранитов массива Хоргос (Джуングария) считают возможным предположительно отнести их к мезозойскому (триас и позднее) возрасту. Принимая во внимание затухание магматической активности в регионе в герцинское время и возраст майкольских рудных жил (223 млн. лет, по Г. Б. Жилинскому, 1959), внедрение этих гранитов, по-видимому, совпадает с последними этапами герцинского цикла развития геотектоногена. Повышенная щелочность (главным образом, натровая) и генетическая связь с ними специфичного редкометального оруденения указывают на высокую степень дифференцированности магматических очагов к моменту их внедрения, а относительно небольшие размеры и их пространственная разобщенность — на возможное образование интрузий хоргосского типа как продуктов законсервированных остаточных очагов предшествующего гранитоидного магматизма, вскрытых последующей тектонической аквитизацией молодой герцинской платформы.

В. В. Степанов, основываясь на пересечении гранитов и руд Западного Майколя дайками диабазовых порфиритов байназарского типа и на цифрах абсолютного возраста, не считает правомерным выделение самостоятельного комплекса и относит эти граниты к позднекаледонским. Последние определения радиологического возраста гранитов Майколя аргоновым методом (Иванов, 1969; Семенова, 1969; Ефремова, 1970) дали разброс цифр от среднего карбона до верхнего силура (321—448 млн. лет).

Магматизм Чу-Илийского геотектоногена завершается внедрением даек пестрого состава, относимых нами по аналогии с Центральным Казахстаном к верхнепермскому байназарскому комплексу.

На диаграмме «кремнезем — агпантность» figurативные точки гранитов акчатауского и западномайкольского комплексов располагаются в поле между типовыми составами аляскита и щелочного гранита, причем граниты акчатауского комплекса по составу ближе к аляскитам, а западномайкольского — к щелочному граниту. Характерно, что в гранитах акчатауского комплекса преобладает закисное железо, а в гранитах западномайкольского — окисное, что обусловлено несколько более высоким уровнем их становления (табл. 16).

Таблица 16

Химические составы магматитов герцинского цикла

№ на диаг- рамме (рис. 14)	Порода	Кол- во ана- лизов	Компоненты, вес. %									Коэффи- циент агпант- ности	
			SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O		
Акчатауский комплекс													
36	Граниты I фазы	20	74,8	0,2	13,3	0,8	1,2	0,1	0,1	0,7	3,5	4,7	0,82
37	Граниты II фазы	24	76,0	0,1	13,1	0,7	1,1	0,1	0,2	0,7	3,5	4,4	0,81
Западномайкольский комплекс													
38	Граниты I фазы	10	73,8	0,2	13,5	1,1	0,8	—	0,2	0,9	4,2	4,9	0,91
39	Граниты II фазы	10	74,3	0,1	13,5	1,3	0,2	—	0,3	1,0	4,1	4,5	0,86

Как видно из данных таблицы 17, интрузии поздней стадии обладают редкометальной геохимической специализацией, причем для гранитов более позднего западномайкольского комплекса характерен и более широкий спектр редких металлов и более высокие их концентрации. Аномально высокие концентрации молибдена во всех образованиях геотектоногена позволяют считать его существенно молибденосной провинцией.

С гранитоидами акчатауского и западномайкольского комплексов связаны месторождения редких металлов, поэтому они приобретают важное поисковое значение.

Рудные зоны месторождения Караба продолжаются и к западу в фамен-турнейские карбонатные породы. В них на участке Западная Караба образовалось комплексное месторождение флюорита и редких металлов, названное Солнечным.

Другое месторождение — Шалгия — существенно молибденовое. Одни исследователи (Коптев-Дворников и др., 1960; Ежов, 1964) пред-

Таблица 17

Кларки-концентрации элементов-примесей в магматитах поздней стадии  
герцинского этапа развития геотектоногена

Порода	Кол-во анализов	B	Mo	Sn	Nb	Cu	Pb	Zn	Ba	Sr	Ti	Mn	Cr	V
Дацитовый порфир	1	0,2	30,0	0,3		1,0	1,5	0,2	0,4		1,3	0,5	1,2	0,8
Акчатауский комплекс														
Граниты I фазы	8	1,0	9,0	0,6	0,5	0,5	0,5	0,2	0,5	1,0	1,0	1,0	0,4	0,5
Граниты II фазы	12	1,5	2,0	0,8	2,0	0,5	2,5	0,3	0,1	0,8	0,6	1,0		0,2
Граниты III фазы	2	1,1	4,0	2,5	3,8	0,5	1,2	0,3	0	0,5	0,7	1,3		0
Западномайкольский комплекс														
Граниты I фазы	26	1,3	45,0	5,0	2,5	0,2	5,0	0,7	0,2	1,3	0,3	0,8	0,4	0,2
Граниты II фазы	32	0,4	5,0	5,0	5,0	0,5	10,0	1,2	0	1,3	0,1	0,7	0,4	0,2

полагают генетическую связь его с массивом Мунглу (каибский комплекс), другие (Щерба, 1960) — с пермскими гранитами массива Куу.

Рудопроявления, расположенные внутри пермского массива Куу и вблизи его контактов, характеризуются преобладанием в рудах молибдена и вольфрама, иногда — других элементов. Все они незначительные по размерам. Около жил развиты мощные оторочки грейзенов; иногда наблюдаются самостоятельные грейзеновые тела.

Помимо точек минерализации и рудопроявлений в гранитах первой и второй фаз часто отмечаются единичные рудоносные прожилки кварца, мелкие зоны грейзенизации и внутрирудные тела аплитов. Около трещин субмеридионального направления в гранитах развита поздняя калишпатизация. На примере массива Куу особенно ярко видна зараженность пермских гранитов редкометальной минерализацией.

Месторождения и рудопроявления редких металлов герцинского цикла контролируются Куу-Кзылтауской и Караобинской структурно-металлогеническими зонами. Внутри их выделены два рудных узла — объединенный Куу-Мунглинский и Караобинский.

Куу-Мунглинский рудный узел включает также пермские рудопроявления молибдена и вольфрама кварцевожильно-грейзеновой формации, генетически связанные с интрузией Куу. Караобинский рудный узел расположен в крайней северо-восточной прибрежной части геотектоногена. В пределах узла помимо разрабатываемого месторождения Караоба обнаружено несколько редкометальных рудопроявлений кварцевожильно-грейзеновой формации штокверкового морфологического типа. Еще один узел — Западномайкольский — расположен в центральной части зоны и объединяет проявления редких металлов в пределах одноименного массива и его экзоконтактах.

#### НОВАЯ СТРУКТУРА

Киммерийский и альпийский циклы в Чу-Илийской зоне проявились восходящими движениями консолидированных блоков и их денудацией. В триасовое и юрское время осадконакопления не происхо-

дило и на всей территории существовали субплатформенные условия. По-видимому, зачаточным проявлением ранней стадии киммерийского цикла было внедрение некоторых даек основного и среднего составов. В верхнем мелу в центральной части зоны накапливались континентальные озерные отложения (конгломераты, песчаники, глины, пески).

В альпийский цикл сохранился тот же характер дифференцированных восходящих движений блоков, подновились некоторые крупные разломы северо-западного направления и образовался ступенчатый рельеф, открытый к юго-западу. Процессы денудации вызвали образование небольших по мощности (50—1000 м) континентально-массовых отложений вдоль широких долин и межгорных прогибов.

Исходя из анализа данных таблиц 18, 19 и 20, в которых даются обобщенные представления о развитии геологических формаций по циклам и стадиям и о их объемах, величины восходящих движений и степень денудации оцениваются в таких пределах (км):

	Опусканія	Восходящіе движіння	Денудація
Киммерийский и аль- пийский циклы	1,0	1,5	0,3
Герцинский цикл	1,5	2,0	0,5
Каледонский цикл	8,5	3,0	2,5
Байкальский цикл	8,0	2,0	1,5

Таблица 18

Таблица 20

Объемы формаций Чу-Илийского геотектоногена, тыс. км<sup>3</sup>\*

Цикл	Стадия	Отложения		Вулканиты				Плутониты			
		седочные	седочно-вулканогенные	спилито-базальтовые	спилито-андезито-базальтовые	андезитовые	липаритовые	перидотитовые	габбро-диоритовые	гранит-гранодиоритовые	гранитовые
Альпийский	Все стадии	>0,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Киммерийский	» »	0,2	—	—	—	—	—	—	—	~1,0	—
Герцинский	Поздняя	—	~0,2—0,4	—	—	0,2 400×0,5	0,1 200×0,5	—	—	—	2,25 450×5
	Средняя	0,7 1500×0,5*	—	—	—	—	—	—	—	0,7 150×5	—
	Ранняя	5,8 4500×1,3	—	Мало	—	—	—	—	—	—	—
Каледонский	Поздняя	—	45,0 22500×2	—	—	16,0 5300×3	17,0 7000×2,5	—	—	5,9 1180×5	75,0 10700×7
	Средняя	175,0 43700×4	—	—	0,5 250×2	—	—	—	2,0 200×10	—	—
	Ранняя	—	340,0 71000×4,8	0,08 80×1	—	—	—	2,5 250×10	—	—	—
Байкальский	Поздняя	—	>40,0 40000×1	—	—	?	—	—	—	—	—
	Средняя	>280,0 71000×4	—	—	—	?	—	—	—	—	?
	Ранняя	—	>240 80000×3	?	?	—	—	1,5 150(?)×10	—	—	—

\* В знаменателе — площади и мощности соответственно в км<sup>2</sup> и км.

Таким образом, в современном виде Чу-Илийский геотекtonоген по размерам относится к структурам третьего порядка (Щерба и др., 1962, 1970). Он полициклический, одностороннего развития и заложился на коре континентального типа. По геологическому проявлению и форме структур это структурно-магматический линейный геотекtonоген. Его сходство по многим признакам с Тектурмассским и Северо-Тяньшанским геотекtonогенами позволяет предположить, что на

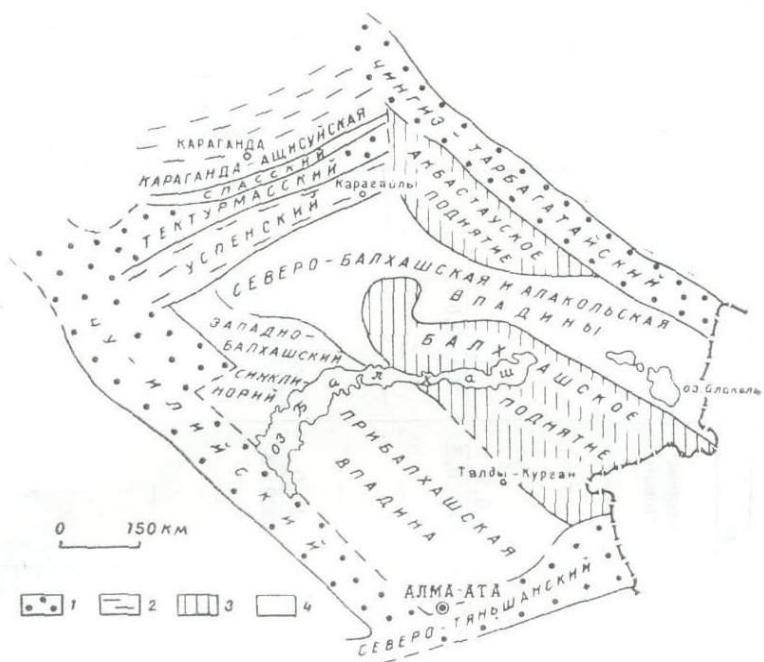


Рис. 23. Схема строения Балхашского геоблока и ограничивающих его геотекtonогенов.

1 — геотекtonогены каледонского цикла развития; 2 — геотекtonогены герцинского цикла развития; 3 — поднятые блоки; 4 — синклиниории и опущенные блоки.

фланговых окончаниях Чу-Илийский геотекtonоген сопрягается с ними (рис. 23). Они образовались на границах двух древних геоблоков земной коры — Срединного антиклиниория и Балхашского массива.

**Блоковые структуры.** Существенными элементами новой структуры геотекtonогена являются разного размера блоки. Наиболее крупные из них заложились еще в ранние циклы. Они хорошо различаются в физических полях в виде аномалий. Образование блоков началось в средние стадии, особенно контрастно оно проявилось в поздние. В последующие циклы на ранних стадиях происходило общее погружение вновь созданной мозаичной структуры, хотя и с разными амплитудами для разных частей, а в средние и поздние стадии продолжалось формирование новых блоков и смещение по вертикали старых.

После возникновения многие блоки сохранились и проходили через все последующие циклы, хотя и подчинялись определенному ритму движений. Блоки бортовых частей отличаются от блоков геотекtonогена большими размерами и в основном приподняты по отношению к последним.

Приведем краткую характеристику блоков бортов и геотектоно-гена, отражающую элементы новой структуры\*.

В западной бортовой части зоны выделяются два крупных поднятия — Кендыктасское и Бетпакдалинское (Конуртюбинское), разобщенные между собой Чуйской впадиной. Они входят в состав Муюнкумского антиклиниория, который включается в Чуйскую глыбу. Блок ограничен с восточной стороны Чуйским глубинным разломом, а с западной — Бетпакдалинским и является западным бортом геотектоно-гена. В его пределах девонские вулканогенно-осадочные образования резко несогласно налегают на нижнекембрийские и рифейские породы.

Восточная прибортовая часть представляет собой систему поднятий и прогибов. На севере это Атасу-Моинтинский и Атасуйский антиклиниории, граничащие с Прибалхашским прогибом. Еще южнее с этими структурами граничит Балхашская впадина.

Чу-Илийский геотектоно-ген в северной части представлен опущенным блоком — Сасырлыкским прогибом, который в значительной мере затушевывает его границы и фланговое окончание (рис. 12). Н. Г. Маркова (1960) считает, что Сасырлыкский и Прибалхашский прогибы являются, в сущности, единым крупным прогибом северо-западного простирания. С этим трудно согласиться, так как они разделены между собой Акдалинским поперечным поднятием и находятся в разных, удаленных друг от друга структурно-формационных зонах.

В центральной части геотектоно-гена контрастно выделяется Каинское поднятие. Южная половина геотектоно-гена состоит из ряда блоков с ясно выраженной удлиненной формой и ориентированных в северо-западном направлении. Главные из них — Сарытумское поднятие и Жельтауский прогиб. В последнем выделяется небольшой, несколько приподнятый Кундуз-Алакольский блок. Все блоки с юго-западной стороны граничат с узким протяженным Жалаир-Найманским грабен-синклиниорием, в свою очередь разделяющимся на Жалаирский опущенный и Найманский приподнятый блоки.

М. Я. Дара, В. Л. Гончаров и др. (1969) на основании геофизических данных расчленяют южную половину структуры на Западно-Прибалхашский прогиб, Чу-Балхашский антиклиниорий (с Бурунтауским поднятием, Джусандалинским или Жельтауским, Хантауским и Джамбулским блоками), на Чуйское и Анракайское поднятия. Блоки смешены относительно друг друга в основном только по вертикали. Заложение блоков и их перемещение в пространстве наследовали направления глубинных разломов ранней стадии каледонского цикла развития.

Характерно строение границ геотектоно-гена. С юго-западной стороны это разграничитывающая плоскость, круто падающая на северо-восток, представленная Чуйским (Сорланским) глубинным разломом и прослеживаемая на всем протяжении зоны. Эта плоскость в течение всех циклов формирования зоны служила границей, по обе стороны которой независимо развивались смежные участки ЗК еще с момента создания троговой осевой части.

Северо-восточная граница уже иного характера и не имеет сквозного проявления через циклы. Это обусловлено последовательным расширением каркаса геотектоно-гена путем причленения к нему с северо-восточной стороны новых участков ЗК. В результате граница отодвигалась все дальше к северо-востоку и на ее характер в пространстве

\* Предлагаемое деление на блоки мало отличается от схем, приводимых другими исследователями в последнее время.

существенно влияли создаваемые блоки как внутри геотектоногена, так и в бортовых частях. Грубо она очерчивается по Балхашскому и Атасуйскому разломам.

*Пликативная структура.* Особенностями пликативных форм являются их линейность и преобладающая ориентировка в северо-западном направлении, несмотря на различия морфологии складчатых систем в разных циклах. Наиболее сложная морфология складок метаморфизованных пород байкальского цикла, которые затушеваны сильным рассланцеванием, гнейсированием и даже гранитизацией. В связи с этим сложная изоклинальная и брахиформная складчатость байкальского цикла трудно расшифровывается. Е. И. Паталаха (1970) доказывает наличие здесь наложенной перекрещивающейся складчатости. Для пород каледонского цикла характерна высокая степень метаморфизма (до амфиболитовой фации). Породы чаще смяты в узкие изоклинальные прямолинейные складки с углами падения  $50^{\circ}$  и более. Общее направление складчатых структур северо-западное и лишь в Акдалинском поднятии оно северо-восточное, в чем, вероятно, выразилось влияние блоковости геотектоногена.

Подобная линейная вытянутость и ориентированность осей складок вдоль геотектоногена могут свидетельствовать о происхождении их в обстановке сжатия между двумя прилегающими геоблоками.

Формы пликативных структур изменились в породах поздней стадии каледонид. Стали преобладать брахиформные складки чаще с пологими углами падения, реже проявлялась линейная складчатость. Ориентированность осей складок менее выражена, хотя все же оставалось северо-западное направление. Такое нарушение линейности, разупорядочение можно объяснить характером импульсно-блоковых движений либо наложением поздних деформаций.

Складки герцинского цикла почти все брахиформные с очень пологими углами падения крыльев; резко преобладают брахисинклинали.

Наблюдениями над деформациями установлено, что процесс шел длительное время, образуя разломы и вызывая дробление, будинаж, о чем недавно писал А. И. Суворов (1971).

*Дизъюнктивные структуры.* Главное своеобразие дизъюнктивной тектоники Чу-Илийской зоны заключается в резком преобладании серии субпараллельных сближенных сколов и разрывов основного северо-западного направления. Как правило, разломы имеют весьма значительную длину. Это основные разломы Жалаир-Найманской системы: Жалаир-Найманский, Чуйский, Северо- и Южно-Жельтауский, Атасуйский, Балхашский, Сарытумская серия разломов и целый ряд других, образующих сгущенную субпараллельную систему. Разломы северо-западного направления были заложены еще в начальные стадии развития зоны и затем на протяжении всей истории формирования структур многократно подновлялись. Возникали новые разломы того же простирания. Даже в кайнозое несколько крупных нарушений вновь подновились, что хорошо устанавливается по срезанию ими молодых осадочных отложений. Расчленение разломов по возрасту представляет значительные трудности. В этом отношении легче разделить нарушения других направлений, в частности северо-восточного и субширотного. Большое количество нарушений, судя по морфологическим признакам, напоминает расколы, что, возможно, обусловлено последующими движениями по ним. С основными сопряжены многочисленные разрывы других направлений.

По размерам, глубине проникновения и другим признакам можно выделить три главные группы основных тектонических нарушений.

1. Глубинные разломы, сопровождавшиеся относительно большим вертикальным смещением границы М и базальтового слоя и часто интрузиями основного и ультраосновного составов. Длина их обычно достигает нескольких сотен километров (Чуйский, Жалаир-Найманский, Атасуйский, Балхашский).

2. Глубинные разломы большой протяженности, достигшие границы М, но не смеившие ее (разломы базальтового слоя — Северо-Жельтауский, Сарытумская группа и др.).

3. Протяженные разломы, остановившиеся в гранитном слое.

Эти три категории разломов аналогичны гипо-, мезо- и эпиглубинным нарушениям, выделенным А. И. Суворовым (1968). Все они прямолинейны и редко ветвятся. Обычно разломы ограничивают крупные блоки внутри зоны. Вертикальные перемещения по разломам достигают 10 км.

В геофизических полях разломы определяются по большим градиентам силы тяжести, смене магнитного поля, широкой зоне нарушений волновых характеристик. Жалаир-Найманский разлом, по геофизическим данным, прослеживается на расстояние до 1000 км.

Относительно более молодыми, чем северо-западные, являются субширотные разломы. Они развиты лишь в стратифицированных породах. Разломы северо-восточного направления тоже крупные, но о глубине их проникновения в нижние горизонты земной коры достоверных сведений пока нет. Согласно анализу гравитационного и магнитного полей и другим косвенным данным, можно считать, что большинство поперечных нарушений по времени заложения и глубинности занимает промежуточное положение.

Выделяются и близмеридиональные разломы (Железнодорожный в Жельтауском блоке), проявленные в фундаменте. На поверхности они иногда трассируются системами мелких нарушений и поясами даек.

Следующая группа крупных тектонических нарушений — это сбросо-сдвиги и надвиги. В изученной зоне отмечены крупные сдвиги типа Карабского с амплитудой горизонтального перемещения до 6 км и вертикального, вероятно, до 1—2 км. Надвиги картируются труднее. А. И. Суворов (1968, фиг. 94) отмечает надвигание всего северо-восточного крыла на юго-запад. Наложение систем разломов разного возраста создало в целом мозаично-блочную структуру Чу-Илийского геотектоногена.

Отчетливых региональных зон смятия, как в Успенском геотектоногене, здесь не отмечено. Имеются только мелкие, локальные зоны смятия и трещиноватости, местами развиты зоны разгнейсования и будинажа в древних породах. На один из примеров регионального течения и будинажа пород в зоне Жалаир-Найманского грабен-синклиниория (Найманский блок) указывал А. И. Суворов (1971). Предполагается даже наличие выхода здесь океанической коры или подкорового слоя (Пейве и др., 1971; Суворов, 1971).

Имеется много мелких поздних пологих и субгоризонтальных нарушений, часто наблюдающихся на стенках крупных карьеров.

Почти все крупные разломы, составляющие скелет (каркас) геотектоногена, пережили длительную полициклическую историю. Глубинность разломов с течением времени изменялась, они залечивались, сохранялись их поверхностные части, нарушавшие уже только сedimentный слой.

*Строение земной коры.* В региональном плане зона расположена в юго-западной граничной части Балхашского геоблока. Геологически этот блок грубо очерчивается с юго-запада Чу-Илийской, с северо-за-

пада — Тектурмасской, с северо-востока — Чингисской, с юго-востока — Северотяньшанской зонами (рис. 23). Фрагменты блока в герцинское время продолжали активно развиваться, что привело к повышенным мощностям земной коры. Таким образом, у Балхашского геоблока должны быть шовные пограничные части, если учесть градиенты аномальной силы тяжести на его северных периферических окончаниях. Этим пограничным зонам соответствуют Чу-Илийский, Тектурмасский, Чингизский и Северотяньшанский геотекtonогены, которые имеют много общего в своем геологическом строении.

По данным ряда исследователей, в районе альпид северных дуг Тянь-Шаня значительно увеличивается мощность ЗК в основном за счет гранитного и более нижних слоев. Изменения мощности ЗК распространяются на территорию Чу-Балхашского региона в виде ряда уступов субширотного простириания, несогласно секущих древние, каледонские и герцинские структуры.

Дополнительным веским доказательством существования Чу-Илийского геотекtonогена в качестве самостоятельной структуры служат геофизические исследования по региональному профилю ГСЗ Арысь — Балхаш (Пушкирев и др., 1968). Интерпретация полученных материалов показала, что в настоящее время в пределах Чуйского борта мощность земной коры плавно изменяется от 35 до 40 км (рис. 24). Кристаллическая часть коры без осадочного чехла Чуйской впадины составляет 30 км (центральная часть). Мощности базальтового и гранитного слоев меняются постепенно: для первого — от 15 до 25 км по профилю в северо-восточном направлении на расстоянии 190 км до соприкосновения с Жалаир-Найманской структурой, для второго (на этом же участке) — от 15 до 10 км. Чуйский блок отделен от Чу-Илийской зоны мощным глубинным разломом. Глубина залега-

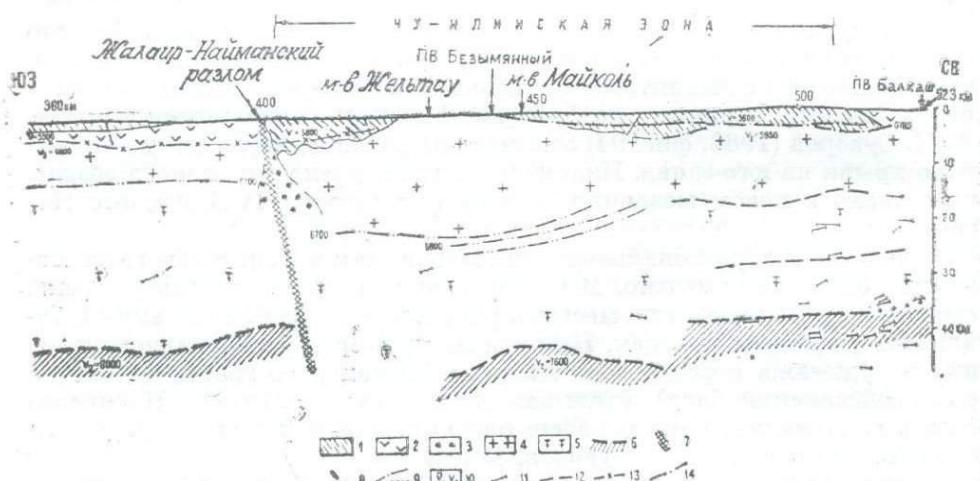


Рис. 24. Сейсмогеологический разрез ЗК по профилю Арысь — Балхаш (Северо-Восточная ветвь). Составили И. К. Пушкирев и др. (1965).

1 — осадочные отложения; 2 — эфузивно-осадочные образования; 3 — ультраосновные породы; 4 — гранитный слой; 5 — базальтовый слой; 6 — преломляющая граница, соответствующая поверхности М; 7 — разломы, выделенные по ГСП; 8 — разломы по геофизическим и геологическим данным; 9 — линии равных скоростей и их значения; 10 — средняя и граничная скорость; 11 — отражающие площадки; 12 — отражающие границы; 13 — преломляющая граница, соответствующая подошве эфузивно-осадочной толщи; 14 — граница kontaktово-измененных пород.

ния границы М здесь достигает 48 км, т. е. разница в глубинах залегания границы М для Чуйского и Чу-Илийского блоков составляет 8—10 км. Разлом круто падает на северо-восток под углом приблизительно 75°. В восточной части Чу-Илийской зоны, соответствующей на дневной поверхности месту ее сочленения с Балхашским геоблоком, граница М прерывается и поднимается до 40 км. Это, видимо, обусловлено глубинным проникновением Балхашского разлома, который служит плоскостью раздела между Чу-Илийским геотекtonогеном и Балхашским геоблоком.

На конечных пунктах профиля ГСЗ, около оз. Балхаш, глубина залегания подошвы земной коры постепенно уменьшается до 37—39 км. Кровля базальта грубо повторяет поведение границы М, поэтому мощность базальтового слоя остается постоянной — несколько более 20 км. Максимальная мощность гранитного слоя у западной границы Чу-Илийской зоны достигает 25 км, сокращаясь до 18 км у оз. Балхаш. По данным количественной интерпретации зоны больших градиентов поля силы тяжести у Чуйского разлома (Бабаянц, Эйдлин, 1965—1966), здесь также устанавливается вертикальное смещение вниз Жалаир-Найманского блока относительно борта на 7—8 км. Таким образом, аномальный характер и мощности ЗК, фиксация уступов в поверхности М, совпадающих с юго-западной и северо-восточной границами Чу-Илийского геотекtonогена, также подтверждают наличие геотекtonогена даже в современных геофизических полях.

Магнитное поле имеет линейно-полосовой характер с ориентированной аномалией в северо-западном направлении. Особенно четко в этом поле отражается Жалаир-Найманский грабен-синклиниорий с его ультраосновными интрузиями, основными вулканитами докембрия и нижнего палеозоя, с рядом локальных возмущений. Ультрабазитовый пояс фиксируется протяженной цепочкой интенсивных магнитных аномалий, повышенными аномалиями силы тяжести (до 30—40 мГл), что объясняется насыщенностью разреза породами основного и ультраосновного составов. Северная часть Жалаир-Найманского прогиба погружается под отложения Сасырлыкского прогиба и в физических полях уже столь ясно не отражается.

По данным М. И. Мелентьева и А. Э. Шмидта (1966), Сасырлыкский прогиб расчленяется на три структурно-фациальные зоны: центральное внутреннее поднятие, по обе стороны которого расположены Айна-булакская (с северо-востока) и Жиделинская (с юго-запада) зоны северо-западного направления. В центральной части, по данным Е. В. Плющева и др. (1969), выделяется еще Таракжальская зона опускания (на 1,5—2 км) и разломов, которая контролировала излияние лав базальтового и андезитового составов.

Акдалинское поперечное поднятие с севера ограничено Акдалинским, а с юга — Бектаутинским субширотными разломами. Вдоль северной границы Акдалинского поднятия по характерным полосовидным аномалиям магнитного поля устанавливается серия разрывных нарушений северо-западного близширотного направления, по которым древние толщи смещаются и погружаются под девонские отложения Сасырлыкского прогиба.

Центральная часть геотекtonогена, соответствующая Акдалинскому и Каibскому поднятиям и Жельтаускому блоку, характеризуется пониженным гравитационным полем с аномалиями северо-западного близширотного простирания. Гранитные массивы выделяются по интенсивным минимумам.

Жельтауский прогиб с северо-востока и юго-запада отделяется от смежных блоков Северо-Жельтауским и Южно-Жельтауским разло-

мами. В гравитационном поле эта структура совпадает с интенсивным понижением силы тяжести, что обусловлено широким развитием гранитизации.

В юго-западной части Жельтауского прогиба глубина залегания толщи древних пород достигает 7000 м. В других местах глубина залегания древних толщ не превышает 3000—4500 м. В крайней северо-западной части Жельтауского блока (Байгаринский прогиб), по данным М. Я. Дары, В. Л. Гончарова и др. (1970), мощность отложений ордовика, лежащих на породах кембрия, колеблется от нескольких сотен метров до 1 км; мощность отложений нижнего — среднего девона достигает 2 км.

Сарытумское поднятие в гравитационном поле отмечается повышенными значениями  $\Delta g$  с небольшими локальными максимумами. Последние, видимо, связаны с блоковыми поднятиями древнего фундамента.

*Размещение структурно-металлогенических зон.* Среди собственно редкометальных структурно-металлогенических зон выделяются среднедевонские и пермские. Кроме того, имеются зоны с развитой молибденовой минерализацией, связанной с девонскими вулканитами (рис. 25, 56). Средне- и верхнедевонские зоны имеют северо-западное простирание, субпараллельны друг другу и расположены под некоторым углом к осевой части геотекtonогена (среднедевонские — под углом 20°, верхнедевонские — 30—45°), что отмечалось еще и ранее (Щерба и др., 1968). Среднедевонские зоны представлены Жельтау-Акадырской и Булаттау-Ергебулакской, верхнедевонские — Каиб-Жалгызской и Кылча-Мунглинской. Пермские зоны еще более развернуты против часовой стрелки и имеют северо-восточное и субширотное простирания. Из них Куу-Кзылтауская продолжается в Успенский геотекtonоген, а Карабинская, видимо, затухает где-то в районе гранитного массива Шунак.

Молибеноносные зоны средне-верхнедевонского возраста имеют менее правильные линейные конфигурации. Они часто ветвятся, прерываются в районе Каибского поднятия, но выдерживают общее северо-западное простирание. В целом они значительно уступают по размерам описанным выше редкометальным. Однако на северном фланге, в районе Сасырлыкского прогиба, одна из зон сильно расширяется и выходит за пределы восточного борта геотекtonогена.

Полиметаллические зоны раннекаледонского времени отмечаются реже. Насчитывается пять зон: три из них расположены в северной части структуры (в том числе западнее Карабы), две — в центре. У них также преобладает косое северо-западное расположение к осевой части геотекtonогена.

Таким образом, почти все структурно-металлогенические зоны имеют веерообразное расположение по отношению к оси геотекtonогена.

\* \* \*

Чу-Илийский геотекtonоген является полициклической линейной структурой, относящейся к проявлениям глубинных подвижных зон третьего порядка, одностороннего развития, заложившейся на коре континентального типа. Структура формировалась с рифейского до кайнозойского времени.

Для всех процессов характерна цикличность, выражавшаяся прогибанием в ранние, знакопеременными движениями в средние и вздыманием структур в поздние стадии цикла. Магматизация структур

происходила в ранние стадии, к концу средней и наиболее интенсивно проявлялась в поздние стадии.

Особенно существенно этот участок ЗК перестроился в каледонский цикл развития. В это время были созданы основные блоковые, пликативные и дизъюнктивные элементы геотекtonогена и наиболее максимально проявился магматизм.

Приращение структуры в течение всех циклов происходило сверху — при вулканизме и осадконакоплении, снизу — путем магматизации, а также в бортовых частях. Суммарные величины опускания 18 км, восходящих движений — выше 6 км, денудации — 5 км. При этом имело место разъединение корней геотекtonогена. Сохранившиеся корни в виде уступов на поверхности М составляют в настоящее время 8—10 км.

Редкометальная рудоносность связана с девонским и пермским кислым магматизмом. Важное значение при этом имеют проявления, генетически связанные с девонским вулканизмом и пермскими интрузиями гранитов. Вся остальная подавляющая масса рудопоявлений, связанных с каледонскими гранитоидами, имеет меньшее поисковое значение, поскольку зона в каледонский, герцинский и последующие киммерийский и альпийский циклы была сденудирована сверху не менее чем на 5 км и тем самым была уничтожена самая продуктивная на редкометальное оруденение часть зоны.

Чу-Илийский геотекtonоген в целом характеризуется многометальным разновозрастным оруденением. На различных этапах его развития от рифея проявились практически значимые концентрации Ni, V, Cr, Fe, Pb, Zn, Ba, P, Au, Bi, Mo, Sn, W, Hg и других элементов.

## Глава 3

### АЛТАЙСКИЙ ГЕОТЕКТОНОГЕН

Алтайский геотектоноген — полициклическая каледонско-герцинская линейная структура северо-западного простириания длиной свыше 800 км, шириной до 200 км, вытянувшаяся вдоль юго-западного края древнего Холзунско-Чуйского массива. На северо-западе геотектоноген перекрыт чехлом молодых отложений, на юго-востоке, сужаясь, он уходит в пределы Монгольского Алтая. На северо-востоке геотектоноген глубинным разломом отделяется от каледонид Горного Алтая. Его юго-западной границей являются структуры Жарминско-Саурского геотектоногена (рис. 26). Геотектоноген четко выделяется в гравиметрическом и магнитном полях характерными линейно-вытянутыми положительными и отрицательными аномалиями.

Регион изучен достаточно хорошо, материалы обобщены в сводных работах В. П. Некоропшева (1966), В. А. Кузнецова (1964), А. Л. Матвеевской (1969) и других исследователей («Геология СССР», т. 41, 1967).

В основу третьей главы кроме перечисленных источников положены результаты геолого-геофизических исследований территории Юго-Западного Алтая в пределах нашей страны, полученные в последнее время большим коллективом Восточно-Казахстанского геологического управления (В. М. Волков, М. Х. Юсупов, М. А. Кузьменко, Л. И. Панкуль, Н. И. Стучевский, П. В. Ермолов, Ю. Ю. Воробьев, Т. М. Жаутиков, В. Н. Любецкий, П. В. Сериков, Г. П. Нахтигаль, В. В. Лопатников, Б. А. Дьячков, Б. В. Маньков, П. С. Ревякин, Д. Г. Ажгирей, В. В. Попов, В. Ф. Кащеев, А. Р. Бутко, В. Н. Нарсеев, Н. П. Киселев, Е. С. Шуликов, Г. В. Назаров, Э. Г. Конников, И. А. Ротараш, А. В. Зобков, Ю. Б. Генкин, А. А. Тинтерис, М. А. Мураховский и др.), Института геологических наук им. К. И. Сатпаева АН КазССР (Ж. А. Айталиев, Н. Л. Бубличенко, П. Ф. Иванкин, П. В. Иншин, В. С. Кузебый, С. Г. Шавло, А. К. Каюпов, В. А. Филиппов, В. А. Лукин, Г. Н. Щерба и др.). Кроме того, в ней учтены данные Г. Ф. Яковлева, Д. И. Горжевского, В. И. Чернова, Б. Я. Хоревой, В. А. Комар, К. Г. Богдановой, М. К. Хисамутдинова, Д. П. Аврова и других исследователей.

Юго-Западный Алтай сейчас принято делить на такие продольные структурные зоны и подзоны (с северо-востока на юго-запад): Рудноалтайская зона с Холзунско-Сарымсактинской, Рудноалтайской и Иртышской подзонами, Калба-Нарымская зона с Калба-Нарымской и Западно-Калбинской подzonами.

Материал излагается по информационному принципу с использованием классификаций Ю. А. Кузнецова (1964, 1970), В. А. Кузнецова

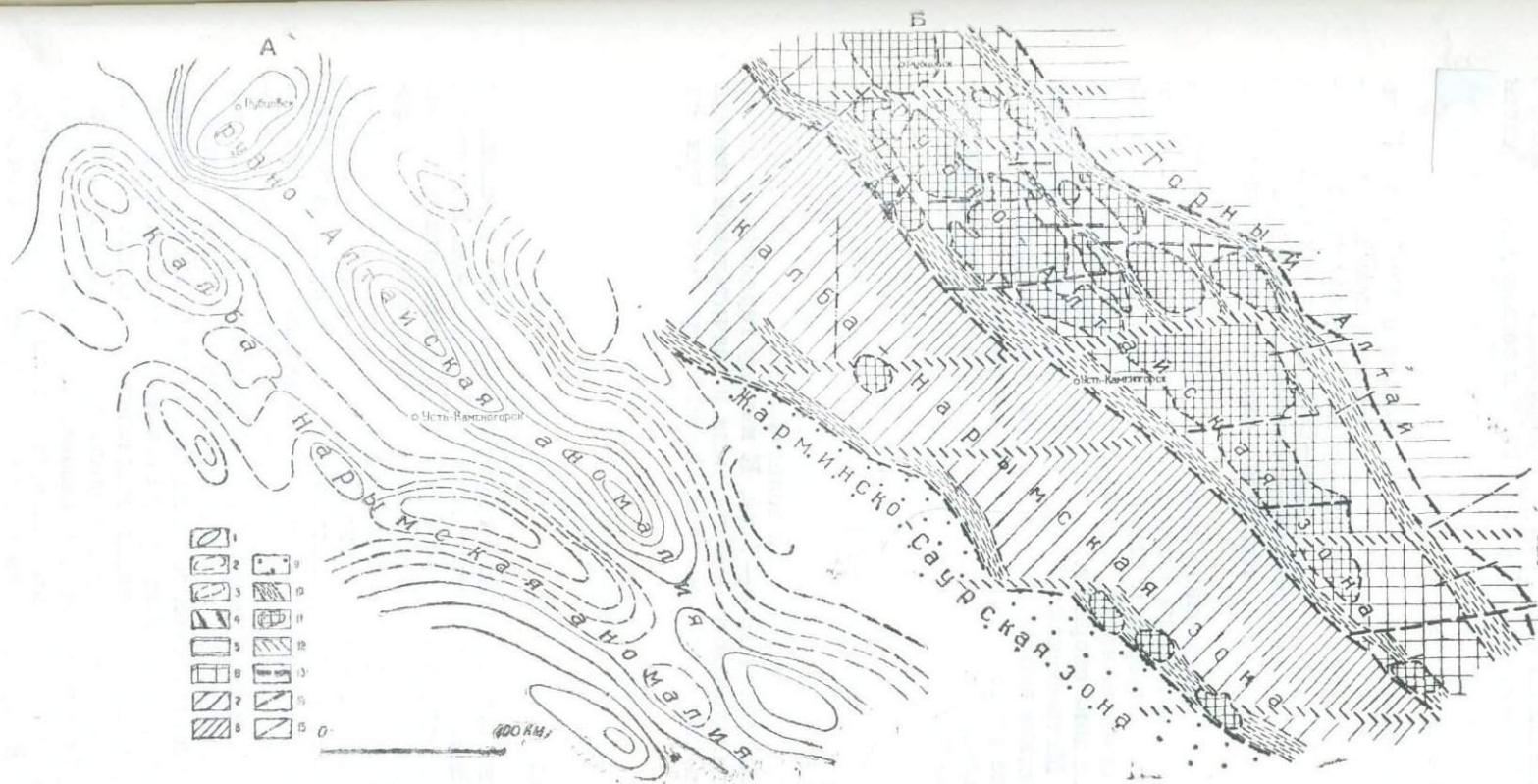


Рис. 26. Геофизические поля Алтайского геотектоногена (обобщение данных геофизических работ).

А — разностные гравитационные аномалии (из наблюденного гравитационного поля снят региональный фон и вычтены локальные аномалии силы тяжести). 1—3 — изолинии силы тяжести (1 — положительные, 2 — нулевые и 3 — отрицательные).

Б — аномальное магнитное поле. 4 — границы аномальных зон; 5 — мозаичного строения Горного Алтая; 6 — преимущественно положительного высокointенсивного магнитного поля Рудноалтайской зоны; 7 — нормального и слабоотрицательного магнитного поля Калба-Нарымской зоны; 8 — отрицательного поля Калба-Нарымской подзоны; 9 — переменного, слабой интенсивности линейно-вытянутых аномалий магнитного поля Жарминско-Саурской зоны; 10 — зоны узлокальных и вытянутых положительных аномалий; 11 — положительные аномальные поля высокой интенсивности, приуроченные к крупным гранитоидным интрузиям и их экзоконтактам; 12 — зоны резкой смены характера магнитного поля; 13 — зоны потери корреляции магнитных аномалий; 14 — зоны резкого обрыва магнитных аномалий северо-восточного и 15 — субмеридионального направления.

(1967), А. Л. Матвеевской (1969), В. С. Кузебного, Н. И. Стучевского и др. (1970), В. А. Комар, В. И. Чернова (1970) и только для той части структуры, которая расположена в пределах СССР.

### КАЛЕДОНСКОЕ ОСНОВАНИЕ

Реликты каледонских структур фиксируются в Алейском, Лениногорско-Зыряновском поднятиях и Иртышской зоне смятия. Они представлены смятыми и метаморфизованными песчано-сланцевыми породами, туфами с прослойями мраморов (См—О?). Среди них различаются кварц-хлорит-эпидотовые, альбит-хлоритовые, кварц-хлоритовые и другие сланцы, а также амфиболиты. Суммарная мощность отложений 4—5 км.

В это время уже существовала линейная Иртышская структурная зона, наиболее древние породы которой выступают в ядре Курчумо-Кальджирского антиклиниория и близко подходят к дневной поверхности (до 2 км) в осевой ее части, достигая мощности 5—6 км. Возраст отложений остается пока спорным. Одни исследователи (Хорева, 1963; Григайтис, 1957; Матвеевская, 1969; Некорошев, 1966; Стучевский и др., 1969) вследствие метаморфизованности считают породы протерозойскими, другие относят их к нижнему палеозою.

С поздней стадией каледонид связывается внедрение гранитоидных интрузий, известных в ядрах Алейского и Синюшинского антиклиниориев, а также в Северо-Восточной зоне смятия.

Для Рудноалтайской подзоны характерны относительное постоянство глубинного строения, четкое ограничение разломами, небольшая глубина залегания и мощность пород каледонского основания. У северо-восточного борта, где каледониды выходят на поверхность, отмечается резкое нарастание толщины ЗК к востоку и увеличение мощности каледонид до 6—7 км. К началу герцинского цикла общая структура каледонского орогена была в значительной степени нарушена, разбита на блоки и сденудирована не менее чем на 3—5 км.

## СТАДИИ ГЕРЦИНСКОГО РАЗВИТИЯ

### Ранняя стадия

Начало герцинского развития Рудноалтайской зоны обусловлено возникновением в девоне новой серии глубинных разломов. В краевых прогибах, ограничивающих Рудный Алтай с северо-востока и юго-запада (рис. 27), формировались преимущественно морские карбонатно-терригенные формации (рис. 28) нижнего девона — верхнего эйфеля (Холзунско-Сарымсактинская подзона) и эйфеля — живета (Иртышская подзона). Активизация Иртышского глубинного разлома проявилась в эйфеле, когда он контролировал распределение терригенных и вулканогенных фаций (Некорошев, 1966). Более древнее происхождение структуры доказывается наличием здесь сильно метаморфизованных немых толщ, особенно на юго-восточном продолжении разлома.

Заложение Рудноалтайской зоны на зрелом каледонском орогене вызвало проявление контрастных продуктов морской базальт-липартовой формации ( $D_2$ ). В дальнейшем вторглись и базальт-андезиты. В тесной возрастной близости с ними вдоль зон глубинных разломов сформировались субвулканические образования плагиогранит-порфировой формации и гипабиссальные интрузии гранодиорит-плагиогранитовой формации. В верхнем девоне в юго-западной граничной по-

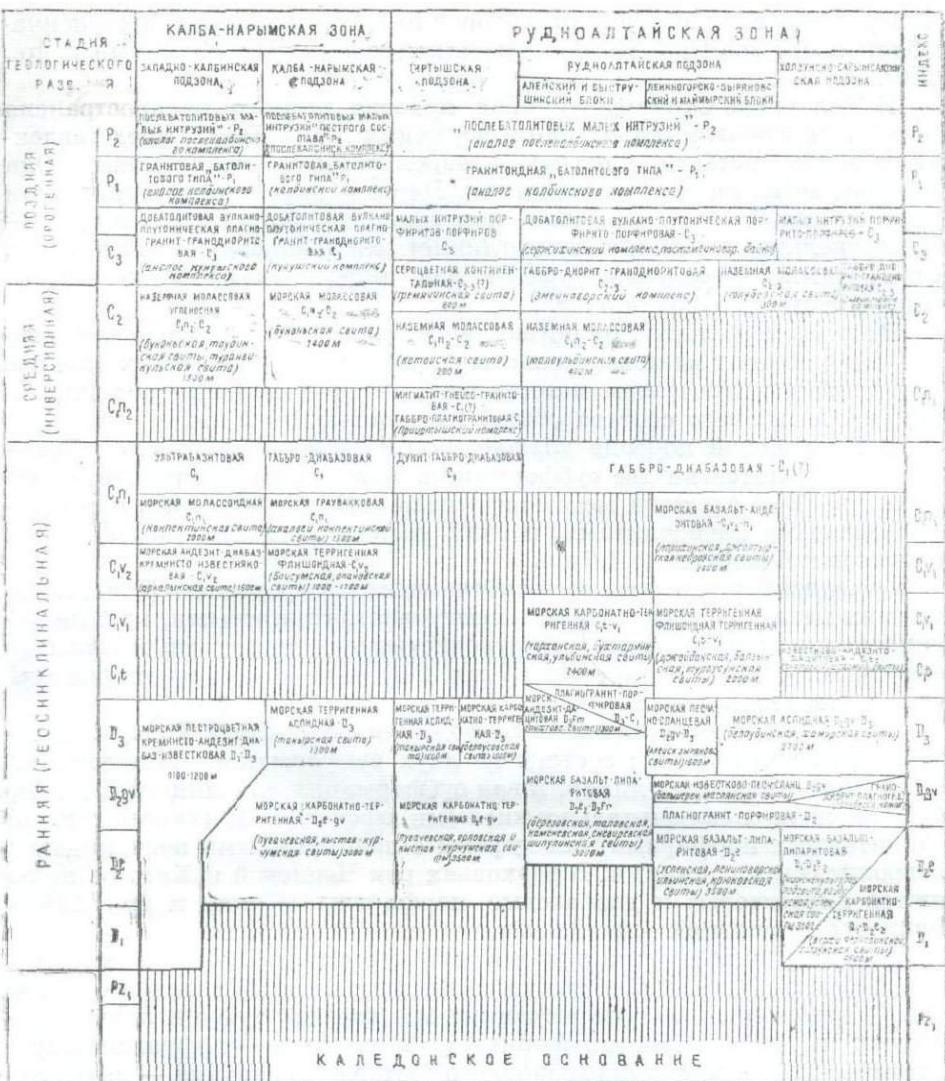


Рис. 28. Сопоставительная схема развития геологических формаций Алтайского геотектоногенеза.

лосе в условиях небольших морских глубин интенсивно проявился андезит-дацитовый вулканизм, а по краям продолжали накапливаться главным образом терригенные и карбонатно-терригенные осадки ас-лидной (D<sub>3</sub>) и карбонатно-терригенных (D<sub>2</sub>) формаций. Таким образом, в девонское время в прибрежных частях зоны накапливались преимущественно морские терригенные и карбонатно-терригенные отложения моренных глубин, а в ее стержневой части происходило формирование островных дифференцированных вулканогенно-осадочных и осадочных формаций. В нижнекаменноугольное время продолжались осадконакопление и вулканизм. В Маймырском и Быструшинском прогибах образовалась мощная толща терригенных флишоидных и карбонатно-терригенных (C<sub>1t</sub>-v<sub>1</sub>) отложений. Общая мощность их меняется от 2—3 км на северо-западе до 14—15 км на юго-востоке, что свидетельствует о последовательном смещении области прогибания

с северо-запада на юго-восток, которое имело не плавный, а ступенчато-блоковый характер (Комар, Гречишникова, 1961; Кузебный и др., 1970).

В Холзунско-Сарымсақтинской подзоне широко распространена морская карбонатно-терригенная формация ( $D_1$ — $D_{2e}$ ), представленная известковистыми и песчано-алевролитовыми отложениями. Она подразделяется на две субформации. Первая, карбонатно-терригенная субформация ( $D_1$ — $D_{2e_1}$ ) сложена полевошпато-кварцевыми песчаниками, алевролитами, известковисто-глинистыми сланцами, известняками, песчаниками с прослойями туфов и лав андезито-дацитового состава общей мощностью 3,5—4,5 км.

Вторая, карбонатно-терригенная субформация (холзунская свита —  $D_{2e_2}$ ) состоит из известковистых алевролитов, глинистых сланцев с небольшим количеством известняков, туфов и лав липарит-дацитового и андезитового состава общей мощностью 1—2 км.

В Иртышской подзоне карбонатно-терригенная формация ( $D_{2e}$ — $gv$ ) также делится на две субформации. Известковисто-сланцевая субформация ( $D_{2e}$ ) сложена метаморфизованными глинистыми, известково-глинистыми алевролитами, песчаниками и линзами рифовых известняков мощностью до 4,6 км.

Кремнисто-известковисто-черносланцевая субформация ( $D_{2gv}$ ) представлена метаморфизованными известковисто-глинистыми, кремнисто-глинистыми алевролитами, известковистыми песчаниками и линзами известняков общей мощностью 1,7 км. Геохимическая характеристика пород приведена в таблице 21.

*Морская базальт-липаритовая формация ( $D_1$ — $D_{2e_2}$ )* Холзунско-Сарымсақтинской подзоны состоит из двух субформаций (Матвеевская, 1969). Нижняя базальт-липаритовая субформация, по данным Д. П. Аврова, сложена исключительно кислыми эфузивами (липаритовыми и дацитовыми порфирами), их туфами с подчиненными песчаниками, алевролитами и сланцами. В верховьях рек Черневой и Хамира появляются андезитовые и диабазовые порфиры (Комар и др., 1969). Мощность отложений 1,2—2,2 км.

Верхняя базальт-липаритовая субформация ( $D_{2e_2}$ ), по данным В. В. Коробова и др., подразделяется на три части: 1) нижняя — туфы и лавы альбитофиры, туфопесчаники и туффиты, туфы и лавы андезитовых и диабазовых порфириотов; 2) средняя — эфузивно-пирокластические породы средне-основного состава; 3) верхняя — лавы, лавобрекции альбитофиры, их туфы, андезитовые и базокварцевые порфиры (табл. 21), туфопесчаники, алевролиты и песчаники. Мощность пород 0,4—2,5 км.

Средняя мощность накоплений базальт-липаритовой формации составляет 3,1 км. Формация сопровождается вулканогенно-осадочной железорудной минерализацией и колчеданно-полиметаллическими рудами промышленного типа, что доказано работами в последнее время.

В Рудноалтайской подзоне морская базальт-липаритовая формация ( $D_{2e}$ ) объединяет отложения лениногорской, крюковской и ильинской свит и развита в юго-западном и северо-восточном бортах Лениногорско-Зыряновского поднятия. По данным ряда исследователей (Щерба, 1957; Попов, 1968), вулканическая деятельность проявилась в подводной и субвулканической фациях. В них преобладают кварцевые альбитофиры и плагиопорфиры, альбитофиры и их туфы (70% объема), менее развиты диабазовые порфиры и их туфы (20—30%). Вулканиты характеризуются фациальной изменчивостью. Соотношение эфузивов и пирокластов меняется от 1:1 до 2:1, мощность отложений 3—6,5 км.

Таблица 21

Средние химические составы девонских магматитов  
Рудноалтайской зоны

Окислы	1(11)	2(3)	3(30)	4(5)	5(5)	6(10)
SiO <sub>2</sub>	78,69	47,96	69,27	73,11	75,47	74,52
TiO <sub>2</sub>	0,13	0,22	0,38	0,21	0,12	0,18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,40	15,03	12,37	13,45	12,45	13,09
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,50	7,25	2,54	1,0	0,57	0,82
FeO	0,92	7,71	2,76	1,55	1,38	1,84
MnO	0,02	0,08	0,07	0,02	0,02	0,05
MgO	0,69	6,15	1,65	2,03	0,65	1,12
CaO	0,76	5,62	2,52	0,85	0,72	1,24
Na <sub>2</sub> O	3,54	2,96	4,0	3,83	1,99	3,75
K <sub>2</sub> O	1,25	0,88	1,21	2,11	5,67	2,57
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	—	0,09	Н. а.	0,01	0,04
H <sub>2</sub> O	0,02	—	0,07	0,98	0,15	0,09
П.п.п.	1,08	5,02	1,57	0,60	0,55	0,95
Сумма	99,01	98,88	98,50	99,77	99,75	100,26

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	9,1	8,3	10,5	10,8	12,1	11,4
<i>c</i>	0,9	6,6	3,0	1,0	0,8	1,4
<i>b</i>	5,4	26,5	7,7	9,7	5,0	6,6
<i>S</i>	84,6	58,6	78,8	78,5	82,1	80,6
<i>a' (c')</i>	42,5	(2,7)	(0,8)	43,3	44,3	36,5
<i>f'</i>	37,4	55,1	63	22,8	34,7	36,1
<i>m'</i>	20,1	42,2	36,2	33,9	21,0	27,4
<i>n</i>	81,1	83,6	83,4	73,4	34,8	68,9
<i>t</i>	0,1	0,3	0,4	0,2	0,1	0,2
<i>φ</i>	22,1	25,1	28,1	8,3	9,3	10,1
<i>Q</i>	+50,1	-6,1	+33,5	+34,3	+39,3	+37
<i>a</i> <i>c</i>	10,4	12,6	3,5	11,0	14,4	7,9

Примечание. 1, 2 — среднее вулканитов базальт-липаритовой формации D<sub>2e</sub>—D<sub>3fr</sub> (1 — кварцевые альбитофирсы, липариты, 2 — диабазы, габбро-диабазы); 3 — среднее вулканитов андезито-дацитовой формации D<sub>3fm</sub>; 4, 5 — среднее пород плагиогранит-порфировой формации D<sub>2</sub> (4 — Рудноалтайской и 5 — Холзунско-Сарымсактинской подзон); 6 — среднее плагиогранит-порфировой формации (D<sub>3</sub>—C<sub>1</sub>) Рудноалтайской подзоны. В скобках указано число проб; н. а. — не анализировался.

Кислые вулканиты по составу близки к средним типам дацитов и липаритов с повышенной натровой щелочностью (рис. 29). Для них характерны надкларковые (2—5 раз) концентрации Cu, Zn, Pb, Ni, альбитизация, серicitизация, окварцевание и хлоритизация. С породами формации связана сингенетичная полиметаллическая и железорудная минерализация.

Базальт-липаритовая формация (D<sub>2e</sub>—D<sub>3fr</sub>) широко распространена в Алейском поднятии, меньше — в Быструшинском прогибе (рис. 27). В ней преобладают вулканиты кислого состава — кварцевые порфириты, плагиопорфириты, фельзит-порфириты, альбитофирсы и их туфы, переслаивающиеся с кремнисто-глинистыми, известковистыми, глинистыми и углисто-глинистыми сланцами, песчаниками и известняками. Кислые вулканиты специализированы на медь (1,3—4,2 клярка), иногда обогащены Y, Yb; для диабазовых порфиритов характерны Cr, Pb (табл. 22). Формация сопровождается сингенетичным полиметаллическим и железным оруднением.

Нельзя считать решенной и проблему кислых порфировых пород в рудных полях полиметаллических месторождений. Большинство исследователей (В. И. Чернов и др., Е. Б. Яковлев, Г. Ф. Яковлев, В. В. Попов) считают порфиры Лениногорского рудного поля интрузивными образованиями. В свое время мы отнесли их к синхронным согласным экструзиям (Щерба, 1957). При изучении карьера Андреевского рудника у подножия горы Сокольной нами получены новые данные. Согласные залежи альбит-порфиров среди алевропелитов сокольной подсвиты эйфеля имеют вид серии неправильных чеклов на вулканическом конусе. Нами подробно изучена одна из залежей.

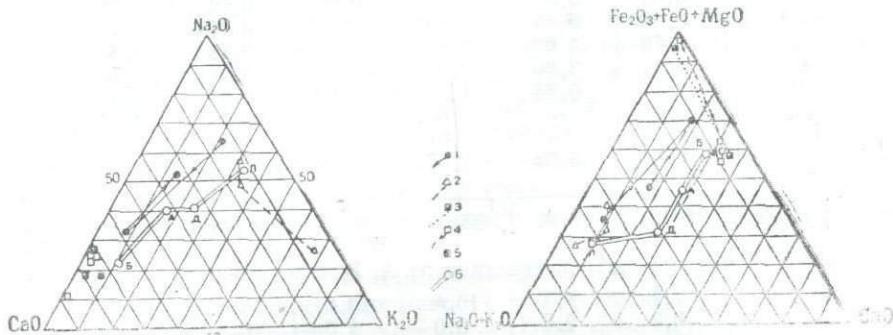


Рис. 29. Составы эффузивных и интрузивных дифференциатов ранней стадии развития.

- 1 — вулканиты базальт-липаритовой ( $D_2e$ — $D_3fr$ ) и андезито-дацитовой ( $D_3fm$ ) формаций;
- 2 — плагиогранит-порфировая формация Рудноалтайской зоны;
- 3—5 — ультрабазитовая и дунит-габбро-диабазовая формации (3 — Западно-Калбинской и Калба-Нарымской подзон, 4 — Иртышской и 5 — Рудноалтайской подзон);
- 6 — средние типы пород (Б — базальт, А — андезит, Д — дацит, Л — липарит).

В придонной части поверхность залежи неровная, местами глыбовая, с закатанными обломками вмещающих алевропелитов. Породы ложа слабо ороговикованы, слоистость их нарушена, хотя местами отмечается облекание неровностей поверхности залежи. Апофизы не наблюдаются. Залежь имеет вид сваренной лавобрекции или туфа с сильно колеблющимися размерами обломков и кристаллокластов.

Прикровлевая часть сложена глыбовой лавобрекчией, к висячему боку которой возрастает количество туфовых обломков, ксенолитов и угловатых обломков алевропелитов, и порода превращается в туф смешанного состава. Во внутренних его частях цементом служит лава, в промежуточных зонах соотношения взаимные, а во внешних алевропелит связывает угловатые, беспорядочно ориентированные обломки лавы и порфиритов (рис. 30).

Еще выше эти образования переходят в брекчию из разного размера угловатых обломков туфов, лав, порфиров, погруженных в алевропелитовую массу. На границе висячего бока количество обломков уменьшается, и порода переходит в слоистые алевропелиты с редкими обломками лав. Масса алевропелита заполняла понижения на поверхности залежи, поэтому нижняя граница слоя алевропелитов весьма причудливая, тогда как верхняя — относительно ровная, а поверхность плоская с вполне согласной параллельной слоистостью и согласно же перекрывается вышележащими осадочными породами (рис. 31). Нарушений слоистости не наблюдается. Каких-либо апофиз в алевропелитах висячего бока со стороны залежи не встречено.

Подобный характер висячего бока залежей, распределение облом-

Таблица 22

Среднефоновые содержания элементов-примесей в некоторых магматических формациях ранней стадии, г/т (по материалам В. А. Комар, В. И. Чернова, Б. П. Бедарева, В. А. Кузнецова, А. В. Нечаева, Э. Г. Конникова)

Подзона	Формации и породы	Число проб	Cu	Pb	Zn	Ni	Co	V	Cr	Yb	Mo
	<i>Плагиогранит-порфировая (D<sub>3</sub>—C<sub>1</sub>)</i> Плагиогранит-порфиры, альбитофиры, кварцевые порфиры	138	30	24	60	7	4	40	6	2	
Рудноалтайская	<i>Андезито-дацитовая (D<sub>3</sub>fm)</i> Андезитовые и диабазовые порфиры Туфы смешанного состава	150	40	7	40	7	1	7	7	1	
		225	51	5,8	39,5	5,5	5	9	9,7	1,5	
	<i>Плагиогранит-порфировая (D<sub>2</sub>)</i> Плагиогранит-порфиры, альбитофиры, гранит-порфиры, кварцевые порфиры	150	35,5	9,6	22,6	6,1	3,7	17,5	6		4,6
Холзунско-Сарымсактийская	<i>Базальт-липа ритовая (D<sub>2e</sub>—D<sub>3fr</sub>)</i> Лавы кислого состава	114	43	13	38,7	6,1	3,8	24,5	8	6,4	
	Туфы кислого состава	135	26,9	19,8	61	8,1		33,7	12,1	7,2	
	Диабазовые порфиры	30	27	17	13	14	1800	90			
	<i>Габбро-диабазовая (C<sub>1</sub>)</i> Габбро-диабазы <i>Плагиогранит-порфировая (D<sub>2</sub>)</i> Плагиогранит-порфиры, гранит-порфиры, кварцевые альбитофиры	50	57	—	62	100	92	250	350	—	—
	<i>Базальт-липа ритовая (D<sub>1</sub>—D<sub>2e2</sub>)</i> Кварцевые и базо-кварцевые альбитофиры		32	8,6	7	1	1	10	1	1	4
			17	22	7	4	7	13	16	16	5

ков лав в перекрывающих алевропелитах, выравнивание ими неровностей рельефа, отсутствие нарушений залегания и самой слоистости алевропелитов при продвижении потока и эксплозиях свидетельствуют о наличии сверху свободного водного (с илом) пространства при формировании залежей.

Дополнительные фактические данные позволяют сделать вывод о том, что это подводные извержения кислой, насыщенной газами туфоловавы, перемещение которой по неровному иловатому ложу на скло-

не вулканического конуса, среди быстро литифицировавшихся известковистых осадков сопровождалось синхронным отложением пепловых прослоев и эксплозиями в самом потоке. Заставшие обломки лавы покрывали поверхность потока, двигались вместе с ним и затем были погребены под массой осадков. Только корневые части залежей могут относиться к субвулканическим интрузивным.

Слабые термальные явления на контактах объясняются сохранением запасов тепла во внутренних частях залежи, находившейся первоначально в состоянии расплава, а также последующими гидротермальными процессами, связанными с продолжавшимся вулканизмом, ибо таких ступенчато расположенных залежей на склоне горы Сокольной насчитывается восемь.

Извержения кислой лавы в подводных условиях, при наличии контрастного вулканического рельефа, конечно, отличаются от наземных. Продвижение и растекание смешанных потоков, по-видимому, происходили в газовой оболочке (что резко повышало текучесть) и сопровождалось взрывными явлениями, разрушением застывших корок, благодаря чему в придонных, прикровлевых и головных частях залежей накапливались туфобрекчевые фации. Подобные извержения на поверхности могли бы привести к образованию обычных игнимбритовых потоков.

Вероятно, изложенные обстоятельства следует принимать во внимание при изучении порфировых пород и в других, более мобильных зонах, где породы сильно деформированы и собраны в складки.

Выводы об интрузивном происхождении пологих согласных порфировых залежей в сокольной свите Лениногорского рудного поля и о принадлежности их к комплексу так называемых малых порфировых «дебатолитовых» интрузий, исходя из приведенных данных, нуждаются в пересмотре.

*Плагиогранит-порфировая формация* ( $D_2$ ), развитая в Алейском и Лениногорско-Зыряновском поднятиях на площади 200 км<sup>2</sup>, представлена силлами, лакколитами и жилообразными телами кварцевых альбитофирам, фельзит-порфиров, плагиогранит-порфиров, гранит-порфиров и кварцевых порфиров, пространственно связанных с центрами активного вулканизма (Яковлев, 1956; Кузебый, 1963). Породы отличаются высоким содержанием кремнезема, натровостью (табл. 21), апатит-сфен-цирконовой ассоциацией акцессориев. Порфиры Лениногорского района специализированы на Mo (7,4 кларка), Cu (1,8), в меньшей мере — на Ni, V, Cr (1,2). Они сопровождаются прожилково-вкрашенной медной и свинцово-цинковой минерализацией.

*Плагиогранит-порфировая формация* ( $D_2$ ) Холзунско-Сарымсактинской подзоны образует сложно построенный пояс протяженностью до 400 км при ширине 10—20 км, состоящий из силлово-лакколитовых тел и кислых субвулканических даек, связанных с завершающим этапом девонского вулканизма. В формации выделяются кварцевые альбитофиры, гранит-порфiry, плагиогранит-порфiry, кварцевые порфиры и другие породы. По данным В. А. Комар и др. (1969), для них характерна повышенная кислотность и щелочность; акцессории представлены галенитом, сфалеритом, халькопиритом, пиритом и др. Из элементов-примесей распространены Cu, V, Pb, Zn, Sn, Mo (табл. 22). Формация сопровождается свинцово-цинковыми, медно-железорудными и медно-молибденовыми рудопроявлениями.

*Гранодиорит-плагиогранитная формация* ( $D_2$ , тельбесский комплекс) представлена гранитоидными интрузиями, возраст которых на Рудном Алтае пока точно не установлен. К этому комплексу условно отнесены катаклизированные гранитные массивы (площадью до 10—

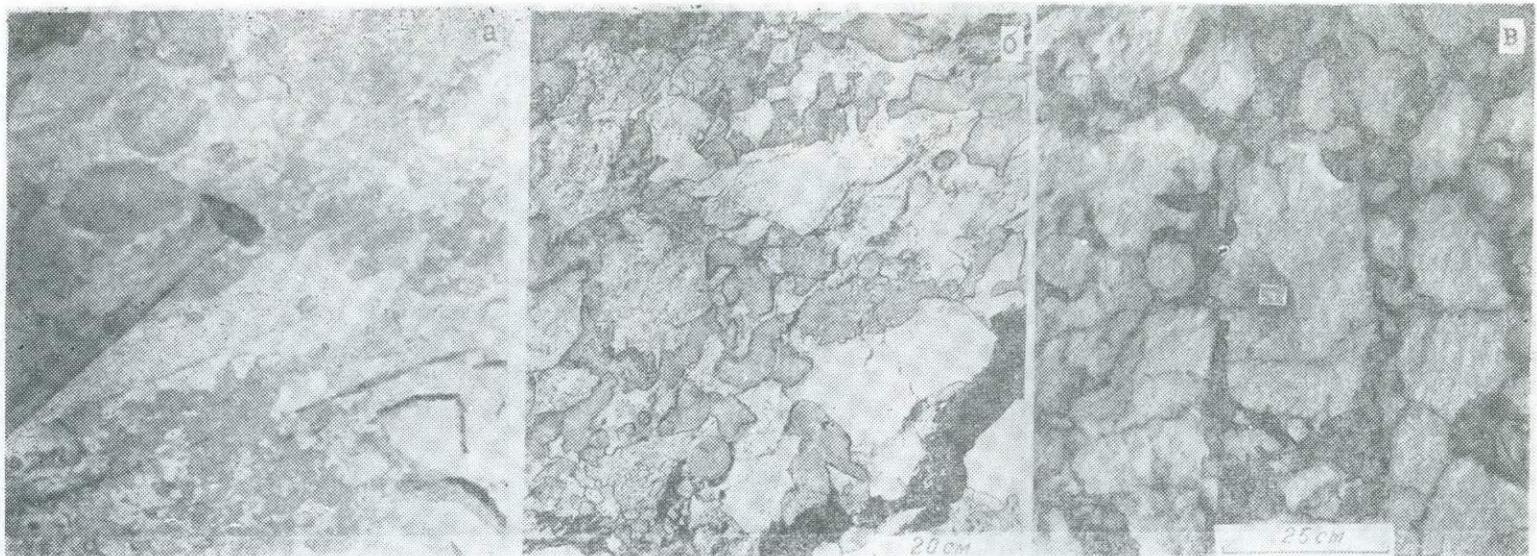


Рис. 30. Туфоловобрекчия альбитовых липарит-порфиров висячего бока залежи Лениногорска (карьер г. Сокольной).  
 а — ксенолиты алевропелита (темное) в фельзите; б — туфобрекчия в верхней части потока; видны фельзитовые апофизы, светлое — фельзит, серое — алевропелит; в — обломки корки туфоловового потока со следами флюидальности, погруженные в алевропелитовую массу.

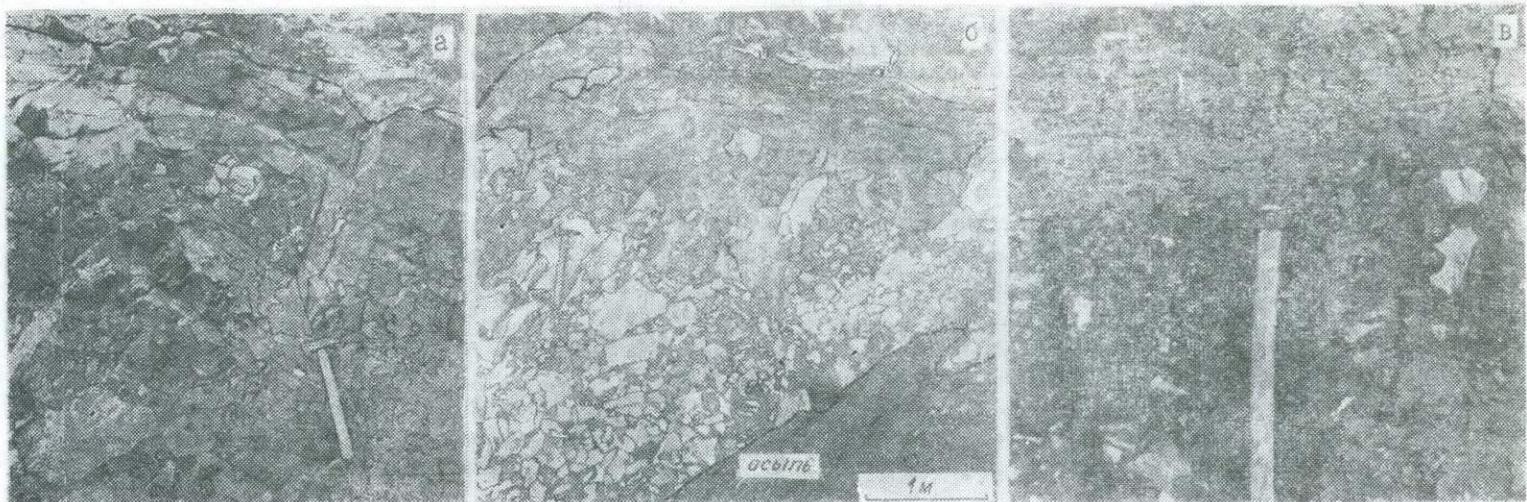


Рис. 31. Висячий бок залежи туфоловобрекции и перекрывающие породы (карьер г. Сокольной).  
а — переход туфоловобрекции во вмещающие породы; б — заполнение алевропелитовой массой (серое) неровностей в тuffовых пагромождениях; в — уменьшение количества обломков фельзитового туфа (светлое) в алевропелите и согласное перекрытие выровненного туфоосадочного слоя серым туффитом.

30 км<sup>2</sup>), развитые в зоне Белорецко-Маркакольского разлома, Нарымской долине, в ядрах Алейского и Синюшинского антиклиниориев, Иртышском поднятии. В их составе преобладают граниты, реже встречаются гранодиориты. Для пород характерны пересыщенность глиноматом и преобладание натрия над калием (табл. 23). Они специализированы в отношении Zr, Ga (7—10 кларков) и Ti (1,9 кларка).

*Морская известково-песчано-сланцевая формация* ( $D_{2gv}$ ) развита в Маймырском прогибе и в соседней Холзунско-Сарымсактинской структуре. Она сложена известковистыми алевролитами и песчаниками, перемежающимися с известково-глинистыми сланцами и прослоями криноидных известняков, туфов, лав и лавобрекций липарит-дацитовых порфиров, андезитовых порфиритов, арковых песчаников и гравелитов; мощность более 1 км. Содержание элементов-примесей приведено в таблице 24.

*Морская песчано-сланцевая формация* ( $D_{2gv}$ — $D_3$ ) в Рудном Алтае представлена терригенными песчано-сланцевыми породами (80%) флишидного типа, которые на отдельных участках переслаиваются и замещаются вулканитами основного и среднекислого состава. Средняя мощность отложений 1,6 км.

В северо-восточной части Маймырского прогиба выделяется *морская терригенная аспидная формация* ( $D_{2gv}$ — $D_3$ ). Она характеризуется ритмичным переслаиванием глинистых сланцев, алевролитов и песчаников. В верхней части разреза появляются известковистые песчаники и линзы известняков. Общая мощность отложений здесь достигает 2,5 км.

В Холзунско-Сарымсактинской подзоне мощность отложений возрастает с северо-запада (1,4 км) на юго-восток (3—4 км), составляя в среднем 2,7 км (Д. П. Авров и др.).

*Карбонатно-терригенная формация* ( $D_3$ ), развитая на северо-западе Иртышской подзоны, сложена карбонатно-серпентито-хлоритовыми сланцами мощностью 1,5 км.

*Морская терригенная аспидная формация* ( $D_3$ , такырская свита) широко распространена в юго-западной части Иртышской подзоны, представлена ритмичным чередованием углисто-глинистых, глинистых алевролитов и алевропелитов с тонкозернистыми хорошо отсортированными кварцевыми и полевошпато-кварцевыми песчаниками. Суммарная мощность пород не менее 1,6 км.

Отложения такырской свиты отличаются от пород ранних фор-

Таблица 23  
Химические составы пород  
тельбесского комплекса, вес. %

Оксиды	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	74,34	63,4	72,22	69,14
TiO <sub>2</sub>	0,31	0,65	0,3	0,62
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,16	16,44	12,29	13,26
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,84	1,30	2,15	2,11
FeO	1,86	4,60	0,99	1,75
MnO	0,02	0,08	0,10	0,13
MgO	0,43	2,18	1,89	1,79
CaO	0,37	2,64	2,38	3,06
K <sub>2</sub> O	2,67	1,29	3,10	3,39
Na <sub>2</sub> O	3,98	3,80	4,06	3,63
H <sub>2</sub> O	—	—	0,05	0,08
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,09	0,24	0,05	0,08
П. п. п.	0,09	3,0	1,42	0,86
Сумма	99,97	99,62	100,9	99,9

Числовые характеристики  
по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	11,9	10,8	12,8	12,6
<i>c</i>	0,4	1,0	1,5	2,3
<i>e</i>	8,1	6,4	7,4	7,8
<i>S</i>	79,6	81,8	78,5	77,3
<i>a' (c')</i>	62,7	51,5	18,7	17,2
<i>f'</i>	28,9	28,7	38,6	44,6
<i>m'</i>	8,3	19,8	42,7	38,2
<i>n</i>	68,0	81,2	66,5	62,0
<i>Q</i>	35,0	41,0	30,0	27,1
<i>a</i>	29,7	10,8	8,53	5,5
<i>c</i>				

Примечание. 1 — гранит, Паршихинский массив; 2 — кварцевый диорит, Паршихинский массив; 3 — гранит, Таутукольский массив (два анализа); 4 — гранодиорит, Таутукольский массив (два анализа). Анализы заимствованы из материалов Н. И. Сучевского, П. В. Ермолова и др. (1969).

маций повышенным количеством глинозема, железа, магния, фосфора и пониженным — извести. На уровне и несколько выше кларков содержатся Cu, Pb, Zn, Mn, Ni, V.

*Морская андезито-дацитовая формация* ( $D_3 fm$ ) широко развита в юго-западной части Алейского поднятия, на стыке его с Иртышской зоной смятия. Состав формации пестрый: дацитовые порфиры, андезитовые и диабазовые порфириты, альбитофиры, туфы средне-кислого и основного состава, туффиты, туфоконгломераты, гравелиты и песчаники, реже кремнистые сланцы, алевролиты и известняки. Преобладают андезитовые и диабазовые порфириты, дацитовые порфиры (40%), их туфы (30—40%), меньшее значение имеют альбитофиры и их туфы (15—20%). В центрах вулканизма развиты субвулканические тела близкого состава (Ажгирей и др., 1967). Средняя мощность отложений 1,3 км.

Андинитовые порфириты обогащены медью, но содержат мало Ni, Co, Cr, Zr. В породах кислого состава распространены Pb, Cu, Zn, V, Ti, Mn и другие. Измененные разности пород сопровождаются бедной сульфидной минерализацией.

В Рудном Алтае выделяются дайкообразные интрузии и залежи кварцевых порфиров и альбитофирам, плагиогранит-порфиров, известных в Бухтарминско-Заводинском, Шемонаихинско-Секисовском районах, Успенско-Корелинской зоне и др. (Щерба, 1957; Иванкин и др., 1961). Возраст этих интрузий до настоящего времени является дискуссионным. Условно их можно отнести к *плагиогранит-порфировой формации* ( $D_3 - C_1$ ). Эти породы, по составу близкие к кварцевым порфиратам и альбитофирам, иногда содержат в надкларковых величинах Pb, Zn, V, Y, Yb. Они сопровождаются прожилково-вкрашенной полиметаллической и медной минерализацией.

В нижнем карбоне в Рудном Алтае продолжали накапливаться осадки, что хорошо отразилось в прогибах (карбонатно-терригенная и флишоидная формации —  $C_1 t_1 - v_1$ ). В зонах разломов, на стыке Маймырского прогиба и Лениногорско-Зыряновского поднятия, проявился средне-основной вулканализм, продукты которого составили базальт-андезитовую формацию ( $C_1 v_2 - n_1$ ).

*Карбонатно-терригенная формация* ( $C_1 t_1 - v_1$ ) по особенностям слагающих ее отложений подразделяется на две субформации.

Известково-песчано-сланцевая субформация объединяет морские отложения, представленные известково-глинистыми, кремнисто-глинистыми и углисто-глинистыми сланцами, аргиллитами, алевролитами, известковистыми песчаниками, известняками, конгломератами, реже отмечаются вулканогенные образования смешанного состава. Суммарная мощность отложений 2—2,5 км. Содержание в песчаниках Ni, Co, Cu, V, Cr почти в 2 раза выше, чем в однотипных породах девона; содержание ванадия выше кларкового в 6 раз, цинка — в 3,5 раза и меди — в 1,5 раза (табл. 24).

*Известняковая субформация* ( $C_1$ ) широко развита во внутренних частях Быструшинского прогиба, в юго-западном борту Алейского антиклиниория, вдоль Иртышско-Маркакольского глубинного разлома. Она сложена разнообразными известняками с невыдержаными прослойями известковистых и кремнистых аргиллитов, сланцев и песчаников. Суммарная мощность их 0,8—1,1 км (Матвеевская, 1969). В Маймырском прогибе породы образуют *флишоидную сероцветную терригенную формацию* ( $C_1 t_1 - v_1$ ), которая подразделяется на две субформации (Матвеевская, 1969).

*Флишевая субформация* ( $C_1 t_1$ ) построена из ритмичных полимиктовых песчаников, туфопесчаников, алевролитов, углисто-глинистых

и известковистых сланцев, гравелитов и конгломератов. Мощность отложений 2—4 км.

Флишоидная карбонатно-терригенная субформация ( $C_1t_1-v_1$ ) представлена известковистыми алевролитами и песчаниками, углистоглинистыми сланцами, реже известняками и гравелитами. На юго-западе Маймырского прогиба она дополняется покровами лав дацитовых порфиров и их туфов. Средняя мощность формации 2 км.

Морская базальт-андезитовая формация ( $C_1v_2-n_1$ ) включает пестрые по составу вулканогенно-осадочные и вулканогенные породы — лавы и туфоловавы диабазовых и андезитовых порфириотов, реже липаритовых порфиров, их туфы и туфобрекции; средняя мощность 1,4 км.

Таким образом, в нижнекаменноугольное время в Рудном Алтае преобладали терригенные отложения (85% объема) при подчиненной роли вулканогенных.

В Холзунско-Сарымсактинской подзоне нижнекаменноугольные отложения развиты меньше и образуют островную известняково-андезито-дацитовую формацию ( $C_1t_2$ ). Они представлены конгломератами, песчаниками, перекрывающимися средне-кислыми эффузивами (кварцевые кератофиры, дацитовые порфирьи и андезитовые порфириты), их туфами, туфобрекциями и туфоконгломератами. Мощность этой части разреза достигает 0,5—1,5 км. Верхняя часть формации сложена карбонатно-терригенными породами (песчаники, сланцы, известняки и известковистые алевролиты), мощность которых около 1,5 км (Матвеевская, 1969). Средняя мощность пород формации 2,5 км.

В Калба-Нарымской подзоне морская пестроцветная карбонатно-терригенная формация ( $D_2e-gv$ ) обнажается на границе с Иртышской подзоной. Она сложена известковисто-глинистыми алевролитами, песчаниками, глинистыми сланцами, известняками и конгломератами; средняя мощность 3 км.

Морская терригенная аспидная формация ( $D_3$ ) характеризовала условия устойчивого прогибания. Она представлена темно-серыми углистоглинистыми алевролитами, алевропелитами, переслаивающимися с мелкозернистыми и тонкозернистыми песчаниками (такырская свита). Средняя мощность отложений оценивается в 1,3 км.

Породы такырской свиты отличаются от близких к ним по внешнему облику толщ  $C_1v_2$  более кислым составом (больше  $SiO_2$ ,  $P_2O_5$ ,  $Na_2O+K_2O$ , меньше  $CaO$ ,  $FeO$ ,  $MgO$ ), устойчивой циркон-ильменитовой ассоциацией акцессориев, большим содержанием  $Pb$ , но меньшим  $Cu$ ,  $Ni$ ,  $V$ ,  $Co$ , устойчивыми коэффициентами вариаций содержаний элементов (Киселев, Стучевский и др., 1969). Обе формации, по-видимому, слагают и герцинское основание тектонического блока, ограниченного Западно-Калбинским и Теректинским глубинными разломами.

На западе Калба-Нарымской зоны, в пограничной полосе с Чарским горст-антклиниорием, развита кремнисто-андезит-диабаз-известняковая формация ( $D_{1-3}$ ), представленная известняками, алевролитами, глинистыми сланцами, песчаниками, андезитовыми и диабазовыми порфириитами, их туфами. Ориентированная мощность ее 1,1—1,2 км.

В конце девона в Западно-Калбинской подзоне вдоль троговых частей глубинных разломов накопилась кремнисто-карбонатная субформация и проявилась вулканическая деятельность, типичная для начальной стадии.

Морская андезит-диабаз-кремнисто-известняковая формация верхнего визе в низах разреза сложена диабазовыми и андезитовыми порфириитами, их туфами, алевролитами, яшмами, туфопесчаниками и

Таблица 24

Средние и средненефовые содержания элементов в седиментных формациях ранней стадии Алтайского геотектоногена, г/т

Под- зона	Формации и породы	Число проб	Средние и средненефовые содержания элементов в седиментных формациях ранней стадии Алтайского геотектоногена, г/т											
			Cd	Pb	Zn	Ni	Co	V	Cr	Zr	Ti	Mn	Yb	Ga
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14/15	
Рудноалтайская	<i>Морская карбонатно-терригенная (C<sub>1</sub>t<sub>1</sub>—v<sub>1</sub>)</i>													
	Кварцево-полевошпатовые и полевошпато-кварцевые песчаники	37	87	10	55	80	22	126	93	126	1905	568	4	13
	Углисто-глинистые аргиллиты, известковисто-глинистые алевролиты	83	67	15	56	44	13	90	48	88	2000	370	3	16
	<i>Морская песчано-сланцевая флишиоидная (D<sub>2</sub>gv—D<sub>3</sub>)</i>													
	Песчаники	15	38	14	60	21	5	63	35	378	3470	700	7	63
	Аргиллиты	17	62	15	79	44	9	83	69	76	3730	976	5	18
	<i>Сероцветная континентальная (C<sub>2</sub>—3?)</i>													
	Метаморфизованные кварцево-полевошпатовые, полевошпато-кварцевые песчаники	61	90	7	56	66	24	196	86	73	1798	580	4	16
	Метаморфизованные известковисто-глинистые, глинистые алевролиты	55	92	7	67	85	25	160	93	68	1823	648	3	17
	<i>Морская терригенная аспидная (D<sub>3</sub>)</i>													
Иргызынская	Слюдяно-кварцевые, полевошпато-кварцевые песчаники	67	47	20	76	24	10	82	62	70	2500	880	4	16
	Кварцевые и серицитовые сланцы по алевролитам	78	55	20	110	30	10	84	49	77	2600	680	4	17
	<i>Морская карбонатно-терригенная (D<sub>2</sub>e—gv)</i>													
	Карбонато-серицито-хлорито-кварцевые сланцы по песчаникам	127	38	13	37	29	13	71	67	137	2237	617	3	15
	Серицито-кварцево-хлоритовые, серицито-хлорито-кварцевые сланцы по алевролитам	140	52	12	57	39	14	75	65	59	2323	791	3	13
	<i>Морская граувакковая (C<sub>1</sub>n<sub>1</sub>)</i>													
	Песчаники	50*	50	10		80	20	150	160		1000			20
	Алевролиты	50*	50	10		60	10	100	100		2000			20
	<i>Морская терригенная (C<sub>1</sub>v<sub>2</sub>)</i>													
	Песчаники	50*	50	10		70	20	200	200		1000			20
	Алевролиты	50*	50	10		50	10	200	200		700			2
Калба-Нарымская	<i>Морская терригенная аспидная (D<sub>3</sub>)</i>													
	Песчаники	55*	30	20		40	10	100	100		1000			20
	Алевролиты	60*	40	10		40	<10	100	100		1000			20
	<i>Морская карбонатно-терригенная (D<sub>2</sub>e—gv)</i>													
	Орговикованные глинистые алевролиты и песчаники	48*	42	24	50	38	12	56	70	26				
	Метаморфизованные известковистые песчаники, алевролиты	45*	47	20	40	34	16	50	50	22				

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
	<i>Молассовая (<math>C_1n_2-C_2</math>)</i> Граувакковые, полимиктовые песчаники Алевролиты		78 89	5 5	50 65	50 52	11 8	180 182	89 74	68 71	2600 2634	877 654	22 22	
	<i>Морская молассоидная (<math>C_1n_1</math>)</i> Туфопесчаники, туффиты, граувакковые и полимиктовые песчаники Алевролиты		96 130	11 14	45 62	31 37	14 11	105 107	68 60	46 48	2370 2670	790 813	25 27	
	<i>Морская терригенная флишоидная (<math>C_1v_2</math>)</i> Туфопесчаники, туффиты, граувакковые, полимиктовые песчаники Алевролиты		70 74	13 16	57 63	71 76	39 31	207 219	249 271		2095 1941	341 608	16 32	
	<i>Морская андезит-диабаз-кремнисто-известняковая (<math>C_1v_2</math>)</i> Туффиты, граувакковые песчаники		86	4	46	30	11	105	65	54	2340	617	23	
	<i>Кварц-кератофировая</i> Кварцевые альбитофиры успенской свиты Кварцевые альбитофиры хайдунской свиты Базокварцевые альбитофиры хайдунской свиты <i>Плагиогранит-порфировая</i> Порфиры верховьев рек Тигирека и Хамира Порфиры правых притоков р. Тигирека Порфиры левых притоков р. Тигирека <i>Гранитоидная</i> Порфировидные биотитовые граниты главной интрузивной фации массива Джанды-Карагай Среднезернистые биотитовые граниты эндоконтактовой фации массива Джанды-Карагай Жильные граниты массива Джанды-Карагай		10 20	50 12	10 12	2 7	6 12	5 15	2 30			6 32		
			—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	10 10	
			22	6	—	3	3	20	16	36			11 11	
			20	12	—	—	3	10	1	10			3 6	
			25	10	15	—	—	15	—	—			— —	
			50	4	6	4	—	6	—	—			— —	
			35	33	<5	5	<5	35	7				2	
			20	7	<5	4	<5	25	<1				1,7	
			35	50	<5	6,5	<5	14	8,5				4	

\* Среднефоновые содержания.

туффитами. В верхах толщи преобладают яшмы, известняки и известковистые алевролиты. Мощность отложений 1,5—1,7 км.

*Морская молассоидная формация ( $C_1n_1$ )* в этом районе сложена разнозернистыми туфопесчаниками, туффитами, полимиктовыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками с подчиненными алевролитами и аргиллитами. Средняя мощность отложений 2 км.

В тектоническом блоке, ограниченном Западно-Калбинским и Теректинским разломами, в верхневизейское время накопились песчано-сланцевые отложения *флишоидной формации*, согласно залегающие на породах такырской свиты. Наблюдается изменение состава и мощности отложений в латеральном направлении. От Западной Калбы к

Таблица 25

## Формации ранней стадии развития Алтайского геотектоногена

Подэтап	Калба-Нарымская зона				Рудноалтайская зона				Холзунско-Сарымсактинская подзона	
	Западно-Калбинская подзона		Калба-Нарымская подзона		Иртышская подзона		Рудноалтайская подзона			
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
Поздний	Ультрабазитовая; $C_1$ ; чарский комплекс; $400 \text{ км}^2$ ; $8000 \text{ км}^3$	$0,5 C_1$ ; $300 \text{ км}^2$ ; $4200 \text{ км}^3$	Габбро-диабазовая;	$0,5$	Дунит-габбро-диабазовая; $C_1$ ; $900 \text{ км}^2$ ; $16\ 200 \text{ км}^3$	$2$	Габбро-диабазовая; $C_1$ ; $400 \text{ км}^2$ ; $5600 \text{ км}^3$	$1,5$	Габбро-диабазовая; $C_1$ ; $1200 \text{ км}^2$ ; $16\ 800 \text{ км}^3$	$2$
	Морская молассоидная; $C_{1p_1}$ ; кокпектинская свита; $15000 \text{ км}^2$ ; $30000 \text{ км}^3$	$2$	Морская граувакковая; $C_{1p_1}$ ; аналог кокпектинской свиты; $7000 \text{ км}^2$ ; $10\ 500 \text{ км}^3$	$1,5$			Морская базальт-андезитовая; ларихинская, кедровская, джалтырская свиты; $2600 \text{ км}^2$ ; $3640 \text{ км}^3$	$1,4$		
	Морская андезит-диабаз-кремнисто-известняковая; $C_{1v_2}$ ; аркалыкская свита; $9500 \text{ км}^2$ ; $15\ 200 \text{ км}^3$	$1,6$	Морская терригенная флишоидная; $C_{1v_2}$ ; байсумская и опановская свиты; $10\ 000 \text{ км}^2$ ; $10\ 000 \text{ км}^3$	$1$			Морская карбонатно-терригенная; $C_{1t_1-v_1}$ ; тарханская, бухтарминская, ульбинская свиты; $10\ 200 \text{ км}^2$ ; $24\ 500 \text{ км}^3$	$2,4$	Известняково-андезито-дацитовая; $C_{1t_2}$ ; аналог бухтарминской свиты; $550 \text{ км}^2$ ; $1375 \text{ км}^3$	$2,5$
	Морская терригенная флишоидная; $C_{1v_2}$ ; опановская свита; $10\ 000 \text{ км}^2$ ; $17000 \text{ км}^3$	$1,7$					Морская флишоидная терригенная; $C_{1t_1-v_1}$ ; джайдакская, балгынская, тургусунская свиты; $9200 \text{ км}^2$ ; $18\ 400 \text{ км}^3$	$2$		
Ранний	Морская терригенная аспидная; $D_3?$ ; $12\ 800 \text{ км}^2$ ; $18\ 900 \text{ км}^3$	$1,5$	Морская терригенная аспидная; $D_3$ ; такырская свита; $16\ 600 \text{ км}^2$ ; $21\ 600 \text{ км}^3$	$1,3$	Морская терригенная аспидная; $D_3$ ; такырская свита; $5000 \text{ км}^2$ ; $8000 \text{ км}^3$	$1,6$	Плагиогранит-порфировая; $D_3-C_1$ ; $150 \text{ км}^2$ ; $450 \text{ км}^3$	$1$		

Р а з н и ч

Морская пестроцветная кремнисто-андезит-диабаз-известняковая;  
 $D_1-D_3$ ; 10 850  $\text{км}^2$ ; 12000  $\text{км}^3$ ; мощность 1,2 м (?)

1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
				Морская карбонатно-терригенная; $D_3$ ; белоусовская свита; 600 $\text{км}^2$ ; 900 $\text{км}^3$	1,5	Морская андезит-дацитовая; $D_3\text{fm}$ ; пихтовая свита; 8000 $\text{км}^2$ ; 10 400 $\text{км}^3$	1,3		
						Морская песчано-сланцевая флишиодная; алейская, белоубинская, зыряновская свиты; 13 700 $\text{км}^2$ ; 21 900 $\text{км}^3$	1,6	Морская терригенная аспидная; $D_2\text{gv}-D_3$ ; хамирская свита; 2750 $\text{км}^2$ ; 7500 $\text{км}^3$	2,7
Морская карбонатно-терригенная; $D_2\text{gv}$ ; 12 600 $\text{км}^2$ ; 37 800 $\text{км}^3$	3	Морская карбонатно-терригенная; $D_2e-gv$ ; пугачевская и кыстав-курчумская свиты; 19 200 $\text{км}^2$ ; 57 600 $\text{км}^3$	3	Морская карбонатно-терригенная; $D_2e-gv$ ; пугачевская, орловская и кыстав-курчумская свиты; 11 000 $\text{км}^2$ ; 38 500 $\text{км}^3$	3,5	Известняково-песчано-сланцевая; $D_2\text{gv}-D_3$ ; большереченская свита; более 8500 $\text{км}^2$ ; более 8500 $\text{км}^3$	1	Известняково-песчано-сланцевая; $D_2\text{gv}$ ; масляниская свита; 1900 $\text{км}^2$ ; более 1700 $\text{км}^3$	0,9
						Плагиогранит-порфировая; $D_2\text{gv}$ ; 200 $\text{км}^2$ ; 600 $\text{км}^3$	0,5	Плагиогранит-порфировая; $D_2\text{gv}$ ; 250 $\text{км}^2$ ; 750 $\text{км}^3$	1
								Гранодиорит-гранитовая; $D_2$ (?); тельбесский комплекс; 500 $\text{км}^2$ ; 2500 $\text{км}^3$	2
						Базальт-липаритовая; $D_2e-D_3fr$ ; успенская, лениногорская, крюковская, березовская, таловская, каменевская, шипулинская и другие свиты; 18 100 $\text{км}^2$ ; 63 400 $\text{км}^3$	3,5	Базальт-липаритовая; $D_1-D_2e_2$ ; нижне-культабарская подсвита, хайдунская успенская свиты; 7000 $\text{км}^2$ ; 21 700 $\text{км}^3$	3,1
								Морская карбонатно-терригенная; $D_1-D_2e_2$ ; верхи черневинской и колзунской свиты; 12 000 $\text{км}^2$ ; 54 000 $\text{км}^3$	4,5

П р и м е ч а н и е. Подсчеты площадей, средних мощностей, объемов производились на основе детальных геологических и геофизических карт, сводных стратиграфических колонок с учетом данных бурения и количественной интерпретации геофизических данных (для всех трех стадий развития). В графах под цифрой 1 указаны формации, их возраст, свиты и комплексы, площадь распространения, объем; под цифрой 2 — средняя мощность (км).

Восточной в грубых фациях туфопесчаники сменяются полимиктовыми песчаниками, а мощность отложений уменьшается от 1,5—2 до 0,8—1 км.

Терригенные отложения *граувакковой формации* ( $C_1n_1$ ) Калба-Нарымской подзоны широко распространены в бассейне рек Лайлы, Канинды, Кулуджуна и подразделяются на две пачки. Нижняя представлена массивными, плохо отсортированными полимиктовыми, туфогенными и кварц-полевошпатовыми песчаниками с известковистыми конкрециями, линзами гравелитов и конгломератов. Верхняя — преимущественно алевролитовая пачка — сложена пятнистыми алевролитами, переходящими в туфовидные алевропесчаники. Средняя мощность толщи 1,5 км.

По составу осадочные породы ( $C_1v_2-n_1$ ) отличаются от более ранних толщ подзоны повышенной основностью. Это отразилось и в появлении вышеупомянутых концентраций (1,5—2,3 раза) сидерофильных и халькофильных элементов (Fe, V, Mn, Cu и др.; табл. 24).

Формирование ритмично сложенных грубых фаций визе — намюра, связанное с пульсирующим характером тектонических движений, указывает на приближение средней стадии развития структуры (инверсии).

В конце ранней стадии развития в связи с активизацией движений вдоль краевых и центральных продольных глубинных разломов (Белорецко-Маркакольский, Иртышско-Маркакольский, Калба-Нарымский, Чарский и др.) проявились интрузии ультрабазитовой и габбро-диабазовой формаций, во времени, вероятно, синхронные с базальт-андезитовым вулканализмом ( $C_1v-n_1$ ). Наиболее широко они распространены в Северо-Восточной и Иртышской зонах смятия (табл. 25).

В Холзунско-Сарымсактинской подзоне *габбро-диабазовая формация* ( $C_1$ ) представлена линейно-вытянутыми телами и дайками габбро-диабазов, андезитовых и диабазовых порфириров, образующих узкие протяженные пояса в месте сочленения Рудного Алтая с каледонидами Горного Алтая. Е. С. Шуликов (1969) относит эти породы к намюру. Петрохимически они сопоставляются со средним типом диабазов (табл. 26). Среднефоновые содержания элементов такие: Cu — 0,008 %, Zn — 0,006 %, Co — 0,005 %, V и Cr — 0,009 %, Ti — 0,4 %, Mn — 0,094 %. Формация сопровождается мелкими медно-пирротиновыми рудопроявлениями.

В Иртышской подзоне *дунит-габбро-диабазовая формация* ( $C_1$ ) представлена небольшими трещинными телами, дайками, штоками, силлами амфиболизированных габбро-диабазов, андезитовых и диабазовых порфириров, дунитов и перидотитов, которые образуют узкие протяженные цепочки. По среднему составу они близки к типовому габбро. Характерные элементы-примеси (вес. %): Cu (0,005—0,008), Zn (0,003—0,006), Co (0,006—0,009), Ni (0,006—0,01), Cr (0,009—0,035), V (0,1—0,03), Mn (0,025—0,08) и Ti (0,2). Формация сопровождается пирротиновыми рудами с медью и никелем.

В Калба-Нарымской зоне кроме описанной габбро-диабазовой формации встречаются отдельные мелкие магматические тела *ультрабазитовой формации* ( $C_1$ ) на границе с Чарским горст-антиклиниорием. Мощность тел колеблется от 0,1 до 2 км.

Породы изменены, представлены антигоритовыми, бастит-хризотиловыми разностями серпентинитов, образовавшимися, вероятно, по перидотитам. Средний химический состав серпентинитов близок составу лерцолитов. С ультрабазитами связывается привнос Ni, Co, Cr, Hg.

Таким образом, в раннюю стадию развития Алтайской ГПЗ подстилающие ее каледониды были разбиты на ряд тектонических блоков.

Таблица 26

Средние химические составы ультрабазитовой и дунит-габбро-диабазовой формаций нижнего карбона, вес. %

Оксиды	1 (26)	2 (4)	3 (3)	4 (5)	5 (16)	6 (3)	7 (5)
SiO <sub>2</sub>	38,69	50,65	40,39	51,5	48,69	46,35	49,88
TiO <sub>2</sub>	0,02	1,13	0,35	0,97	1,10	1,76	0,80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,18	15,86	1,62	15,54	16,62	15,32	15,63
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,13	1,92	2,43	3,27	2,91	3,15	2,27
FeO	1,19	7,26	7,71	7,61	7,31	8,75	6,89
MnO	0,09	0,09	0,04	0,14	0,15	0,11	0,21
MgO	37,8	8,2	36,3	6,57	7,22	6,72	8,87
CaO	0,19	9,7	0,68	10,71	9,34	9,41	9,18
Na <sub>2</sub> O	0,07	2,21	0,09	2,56	2,40	2,83	1,90
K <sub>2</sub> O	Сл.	0,42	—	0,41	0,25	0,17	1,12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,12	0,02	0,14	0,15	0,07	0,16
H <sub>2</sub> O	0,41		4,85	0,09	0,42	0,09	H.a.
CO <sub>2</sub>	0,34			0,01	0,52	0,44	—
П. п. п.	12,2	0,65	5,17	1,0	3,50	3,90	2,98
Сумма	99,37	98,21	99,65	100,42	100,58	99,07	99,79

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	0,1	5,6	0,2	6,2	5,9	6,8	5,9
<i>c</i>	0,2	8	0,7	7,3	8,7	7,4	7,7
<i>b</i>	62	26,9	60,1	27,1	26,2	28,5	27,9
<i>S</i>	37,7	59,5	39	59,4	59,2	57,3	58,5
<i>a' (c')</i>	1,3	(14,9)	0,4	(21,3)	(12,3)	(16,5)	(13,2)
<i>f'</i>	10,1	32,6	13,3	37,5	38,5	41,2	31,8
<i>m'</i>	88,6	52,5	86,3	41,2	49,2	42,3	55
<i>n</i>	100	88,9	99,9	90,5	93,6	96,2	72
<i>t</i>	0,04	1,6	0,6	1,4	1,7	2,7	1,2
<i>φ</i>	8,4	6,2	2,9	10,3	10	10,	7,1
<i>Q</i>	-25	-8,6	-23	-0,9	-2,2	-6,5	-2,5
<i>a</i> <i>c</i>	0,6	0,7	0,3	0,8	0,7	0,9	0,8

Примечание. 1 — среднее ультрабазитов Западно-Калбинской подзоны; 2 — среднее габбро-диабазов Калба-Нарымской подзоны; 3—5 — среднее дунит-габбро-диабазов Иртышской подзоны (3 — дуниты, перidotиты; 4 — габбро-диабазы Курчумо-Кальдиринского пояса; 5 — тоже, Юго-Западного и Березовско-Маркакольского поясов); 6 — среднее габбро-диабазов Холзунско-Сарымсактинской подзоны; 7 — среднее субвулканических габброидных интрузий Рудноалтайской подзоны.

ков, испытавших переработку и дифференцированное погружение. Происходило интенсивное наращивание герцинской структуры. Данные о приращении объемов веществ разного состава и происхождения приведены в таблице 25.

### Средняя стадия

В среднюю стадию развития Рудноалтайской зоны в связи с новой активизацией тектонических напряжений (сжатие — растяжение) произошли сдвижение блоков, вертикальные перемещения разного знака и формирование главной складчатости Рудного Алтая, которая проявилась неодинаково в различных его частях.

Общее вздымаение блоков Рудного Алтая произошло во второй половине визейского века (Горжевский и др., 1955; Некорошев, 1958, 1966) и, вероятно, в намюрское время в связи с саурской фазой тектонализма. Среднепалеозойские отложения Рудного Алтая характери-

зуются более спокойной складчатостью. В области поднятий преобладают брахискладки и коробчатые складки различных генетических типов, в прогибах отмечаются килевидные и складки линейного типа (Горжевский и др., 1955; Яковлев, 1957; Кузебный и др., 1963).

В конце инверсионной стадии в наложенных прогибах образовалась наземная молассовая формация  $C_1n_2-C_2$  (малоульбинская свита), породы которой с резким угловым несогласием залегают на подстилающих. Она представлена континентальными угленосными отложениями (конгломераты, песчаники, темные алевролиты и аргиллиты с

Таблица 27

Химический состав интрузивных пород средней стадии развития  
Рудноалтайской зоны, вес. %

Оксиды	1 (3)	2	3 (18)	4 (16)	5 (13)	6 (58)	7 (7)	8 (37)	9 (4)
$SiO_2$	67,81	73,30	49,04	59,36	72,44	50,67	58,47	66,56	49,19
$TiO_2$	0,44	0,22	1,21	0,91	0,15	1,34	0,72	0,46	1,59
$Al_2O_3$	15,61	14,76	16,57	15,07	13,59	16,37	16,49	13,92	15,78
$Fe_2O_3$	1,33	0,60	2,73	2,65	0,84	3,96	2,09	2,07	3,12
$FeO$	2,87	1,72	7,14	4,99	1,64	5,80	3,61	2,5	6,52
$MnO$	0,14	0,06	0,12	0,08	0,04	0,09	0,10	0,07	0,04
$MgO$	2,14	1,18	6,99	3,63	1,33	6,89	5,02	2,53	5,68
$CaO$	2,89	3,28	10,11	6,41	2,56	9,56	6,58	4,03	5,38
$Na_2O$	3,31	3,32	2,42	3,72	3,96	2,61	3,28	3,62	4,99
$K_2O$	2,31	1,14	0,57	1,26	2,51	0,51	1,73	1,92	1,87
$H_2O$	0,12	—	0,24	0,08	0,18	0,31	0,14	0,27	1,86
$P_2O_5$	0,11	0,06	0,13	0,12	0,04	0,08	0,02	0,07	—
П. п. п.	0,76	0,73	1,98	1,10	0,49	1,84	0,99	1,23	2,63
Сумма	99,84	100,37	99,57	99,36	99,77	100,0	99,24	99,25	98,65

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

$a$	10,4	8,6	6,4	10,1	12,1	6,7	9,9	10,8	14,3
$c$	3,4	3,9	8,4	5,1	2,8	7,9	6,3	3,9	3,9
$b$	10,6	6,8	26,3	16,1	4,6	25,1	15,8	9,4	22,2
$S$	75,6	80,7	58,9	68,7	80,5	60,3	68	75,9	59,6
$a'(c')$	29,8	40,1	(16,9)	(17,1)	(4,1)	(16)	(11,7)	(10,2)	(13,3)
$f'$	36,8	31,4	36,4	44,4	48,6	36,7	39,9	44,5	41,7
$m'$	33,4	28,5	46,7	38,5	47,3	47,3	54,4	45,3	45
$n$	68,5	81,5	86,17	68,5	70,6	88,6	74,2	74,1	80,2
$t$	0,5	0,2	1,8	1,1	0,2	1,9	0,9	0,5	2,4
$c$	10,4	7,3	9,2	14,2	15,1	13,8	11,4	18,7	12,5
$Q$	+26,9	+40,2	-3,2	+12,1	+33,9	-0,7	+10	+26,4	-13,1
$\frac{a}{c}$	3	2,2	0,8	2	4,2	0,8	1,6	2,7	3,7

Примечание. 1, 2 — среднее мигматит-гнейсо-гранитовой формации ( $C_1$ ) Иртышской подзоны (1 — мигматиты; 2 — анатектические граниты); 3—5 — среднее габбро-гранитной формации ( $C_1$ ) Иртышской подзоны (3 — габброидная фаза; 4 — диоритовая фаза; 5 — плагиогранит-гранодиоритовая фаза); 6—8 — среднее габбро-диорит-гранодиоритовой формации ( $C_{2-3}$ ) (6 — габброидная фаза; 7 — диоритовая фаза; 8 — гранодиоритовая фаза); 9 — среднее габбро-диабазов ( $C_{2-3}?$ ) Холзунско-Сарымсактинской подзоны. В скобках — число определений.

прослоями каменных углей). С периодами растяжения связывается магматизм, образование интрузий габбро-диорит-гранодиоритовой и порфирито-порфировой ( $C_3$ ) формаций, а также добатолитовых вулкано-плутонических плагиогранит-гранодиоритовых интрузий ( $C_3$ ) и их возрастных аналогов.

В зоне Иртышского глубинного разлома проявилась наиболее мощная линейная складчатость, сопровождающаяся интенсивным рас-

сланцеванием, сплющиванием и течением вмещающих пород, что привело к созданию здесь областей глубокого метаморфизма, возможно, даже мигматитов и анатектических гранитов ( $C_1n_1?$ ; мигматит-гнейсо-гранитовой формации, по Ю. А. Кузнецова, 1970). Складки осложнены плойчатостью и продольными дизъюнктивами, разбивающими их на систему чешуй и клиньев (Иванкин, 1961; Стучевский, 1969). Складкообразование завершилось проявлением интрузивной деятельности — внедрением так называемых синорогенных трещинных интрузий габбро-плагиогранитовой формации ( $C_1$ ), образованием мигматитов и анатектических гранитов ( $C_1$ ), накоплением лагунно-континентальных отложений молассовой формации ( $C_1n_2-C_2$ ) и пород условно среднегорного карбона (табл. 27).

*Габбро-плагиогранитовая формация ( $C_1$ )* объединяет дуниты, пироксениты, габбро, диориты, гранодиориты, плагиограниты и их жильные производные, создающие с интрузиями габбро-диабазовой формации Прииртышский пояс северо-западного простириания. Цепочечное распределение интрузий вызвано разнонаправленными разломами.

В интрузиях выделяются четыре фазы (Марьин, 1966): 1) дуниты и пироксен-амфиболовое габбро, аортозиты и габбро-диабазы; 2) диориты, тоналиты; 3) биотитовые и роговообманковые плагиограниты, гранодиориты, адамеллиты и др.; 4) субщелочные гранитоиды. Последние, возможно, и не относятся к этой серии. Для пород характерны натровость, повышенное содержание полевошпатовой извести, резкое колебание значений железо-магнезиальных компонентов и другие признаки.

Породы первых двух фаз специализированы на Ni, Co, Cr, (1,5—2 кларка), а более кислые разности обогащены Cu, Pb, Yb (табл. 28). Формации в целом присущи никелевая и медно-цинковая минерализация, а также золото-кварцевая в зонах лиственитизации и березитизации.

*Мигматит-гнейсо-гранитовая формация ( $C_1n_1?$ )* развита в осевой части Иртышской зоны и связана с интенсивным проявлением процессов фельдшпатизации осадочных пород в условиях тангенциального сжатия с образованием последовательного ряда пород: биотитизированные и фельдшпатизированные сланцы — интенсивно фельдшпатизированные породы — очковые плагиогнейсы — порфиробластические мигматиты — порфиробластические граниты (Гаврилова, 1959; Кузебый, Воробьев и др., 1967). Направленность процесса отражается в уменьшении содержания Fe, Mg, Ca и в увеличении Si, K, Na. Палингенные граниты состоят из плагиоклаза № 32—39 (20—22 %), ортоклаза (23—38 %), кварца (34—37 %), биотита (2—13 %) и граната (0,5 %). Из акцессориев им присущи еще апатит и сфен. С формацией, вероятно, связаны железорудные проявления скарноидного типа.

*Наземная молассовая формация ( $C_1n_2-C_2$ )*, по данным Е. С. Шуликова, выделяется в юго-восточной части Иртышской зоны смятия. Лагунно-континентальные осадки (песчаники, углистые алевролиты и аргиллиты, конгломераты и гравелиты) образовались в наложенных прогибах. Мощность отложений в среднем 200 м.

*Сероцветная континентальная формация ( $C_{2-3}?$ )* развита в северо-восточной части подзоны (гримячинская свита). Она представлена зелеными и зеленовато-серыми песчаниками и глинистыми сланцами мощностью 1,1 км.

*Формация малых интрузий порfirитов-порфириев ( $C_3$ )* объединяет дайки золоторудных зон и дайковые пояса северо-западного простириания (Предгорненский, Маралихинский, Кыставкурчумский, Батпакбулакский и др.), срезаемые пермскими гранитами (Щерба, 1957;

Таблица 28

Средние и среднебоновые содержания элементов-примесей в магматитах средней стадии развития Алтайского геотектоногена, г/т

Под- зона	Формации и породы	Кол-во проб	Cu	Pb	Zn	Ni	Co	V	Cr	Zr	Ti	Mn
Рудноалтайская	Габбро-диорит-гранодиоритовая (C <sub>2-3</sub> )											
	Габбро, габбро-нориты, габбро-диабазы	124*	62	8 50	75	57	175	47	90	240	1100	
	Гранодиориты, адамеллиты, плагиограниты	46*	31	4 52	13	4	51	1	11	4400	340	
Иртышская	Плагиограниты, трондемиты, гранодиориты	47*	14	8 12	13	2	15		26	1650	110	
	Формация малых интрузий порфиритов-порфириев (C <sub>3</sub> )											
	Гранодиорит-порфиры	*	15	—	12	15	11	45	12	35	710	300
	Диоритовые порфириты	*	10	—	29	33	13	81	41	40	3700	500
Калба-Нарымская	Плагиограниты	*	30	10 22	—	—	50	10	43	840	125	
	Габбро-плагиогранитовая (C <sub>1</sub> )											
	Габбро, габбро-диабазы	40*	100	>5 60	150	65	80	60		650	650	
	Габбро-диориты	40*	150	12 70	75	28	23	80		1350	400	
Западно-Калбинская	Плагиогранодиориты	20*	25	9 38	4	<5	30	6		620	200	
	Добатолитовая вулкано-плутоническая плагиогранит-гранодиоритовая (C <sub>3</sub> )											
	Кварцевые порфиры, альбито-фиры	71	66	10 14	7	6	15	30	44	1630	304	
	Плагиогранит-порфиры, гранит-порфиры	141	65	18 23	9	5	48	18	48	1180	254	
	Гранодиорит-порфиры, диоритовые порфириты	78	62	16 38	11	7	61	26	57	1850	320	
	Серицитизированные плагиограниты	83	130	12 10	10	5	50	11	64	1390	160	
	Суббулканические дацитовые и кварцевые порфиры Калгутинской мульды	20	60	22 60	7	6	60	10	60	1700	390	
Западно-Калбинская	Роговообманково-биотитовые гранодиориты	160	82	19 31	11	7	70	36	70	2280	310	

\* Среднебоновые содержания.

Хохлов, 1966). Преобладают дайки кислого состава: плагиогранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры, кварцевые порфиры и альбитофиры; меньшее значение имеют диоритовые порфириты, лампрофиры и габбро-диабазы. Состав пород изменялся в направлении повышения кислотности и щелочности (рис. 32). С формацией связано золотое оруденение.

Для Холзунско-Сарымсактинской подзоны также характерны линейные сжатые складки, осложненные мелкой гофрировкой, дизъюнктивами и зонами рассланцевания. По данным Э. Г. Дистанова (1962), рассланцеванию подвергались вулканогенно-осадочные и осадочные породы девона и сформированные в доинверсионный этап интрузив-

ные и субвулканические образования, сопровождающиеся зонами серicitовых, кварцево-серicitовых сланцев, полосами хлоритизированных и эпидотизированных пород.

С конца среднего карбона в континентальных условиях накапливались угленосные отложения молассовой формации ( $C_{2-3}$ ), известные в бассейне р. Бухтармы. Формация представлена мелкогалечными конгломератами и песчаниками с подчиненными алевролитами, глинистыми сланцами и прослоями каменного угля. Суммарная мощность отложений около 400 м (Матвеевская, 1969).

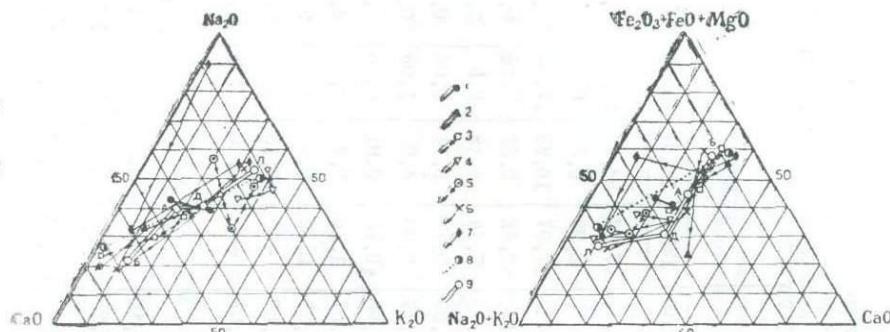


Рис. 32. Составы магматитов средней стадии развития.

1 — мигматит-гнейсо-гранитовая и 2 — габбро-плагиогранитовая формации Иртышской подзоны; 3 — габбро-диорит-гранодиоритовая формация Рудноалтайской подзоны; 4—5 — добаватоловая вулкано-плутоническая плагиогранит-гранодиоритовая формация (4 — Западно-Калбинской и 5 — Калба-Нарымской подзон); 6—8 — формация малых интрузий порфиритов-порфирий (6 — Иртышской, 7 — Рудноалтайской и 8 — Холзунско-Сарымсактинской подзон); 9 — средние типы пород (Б — базальт, А — андезит, Д — дацит, Л — липарит).

*Габбро-диорит-гранодиоритовая формация ( $C_{2-3}$ )* распространена ограниченно и представлена мелкими телами габбро-диоритов, кварцевых диоритов, гранодиоритов, плагиогранитов и гранитов (змеиногорский комплекс). Ее формирование происходило в три интрузивные фазы (Васютин, 1956): 1) габбро-диориты, габбро-диабазы; 2) диориты-гранодиориты; 3) кварцевые диориты и диабазовые порфирииты. Характерными особенностями пород являются невыдержанность их состава и структур, а также значительные послемагматические изменения. Формация сопровождается кварцевожильными свинцово-цинковыми рудопроявлениями ( хр. Сарымсакты). Возможно, с нею связаны золото-кварцевые рудопроявления Маймырской рудоносной зоны.

В Рудноалтайской подзоне *наземная молассовая формация ( $C_1n_2-C_2$ )* объединяет отложения малоульбинской свиты, развитые в Быструшинском прогибе, на границе Алейского антиклиниория с Иртышской зоной смятия (в районе сел Тарханки и Горно-Ульбинки). В формацию входят континентальные угленосные отложения, представленные конгломератами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами с прослоями углей; мощность в среднем 400 м.

*Наземная молассовая формация ( $C_{2-3}$ )*, развитая в районе с. Белокаменки, сопоставляется (по М. Ф. Микунову и М. И. Радченко) с континентальными угленосными породами голубовской свиты Холзунско-Сарымсактинской подзоны. Их средняя мощность около 300 м.

*Габбро-диорит-гранодиоритовая формация ( $C_{2-3}$ )* широко распространена в Рудном Алтае. Интрузии слагают Ерофеевско-Синюшинский, Шемонаихинский, Бузанихинский и многие другие массивы. Формация объединяет магматиты раннезмеиногорского комплекса (Щерба,

Таблица 29

## Средние химические составы магматитов верхнего карбона Алтайского геотектоногена, вес. %

Окислы	Калба-Нарымская зона							Рудноалтайская зона							Холзаунско-Сарымсактинская подзона				
	Западно-Калбинская подзона			Калба-Нарымская подзона				Иртышская подзона				Рудноалтайская подзона							
	1(8)	2(10)	3(24)	4(9)	5(8)	6(6)	7(10)	8	9	10	11	12(9)	13(6)	14(5)	15(4)	16(7)	17(15)	18(3)	19(14)
SiO <sub>2</sub>	65,46	68,77	71,86	65,99	70,28	68,1	71,55	47,70	61,82	69,69	73,99	68,57	47,57	54,5	65,7	71,99	58,70	48,41	73,55
TiO <sub>2</sub>	0,64	0,33	0,25	0,72	0,29	0,44	0,23	1,56	0,20	0,27	0,05	0,29	0,98	0,84	0,68	0,14	0,76	1,14	0,31
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,32	16,09	15,05	15,42	15,91	16,17	14,67	16,87	17,40	15,61	14,81	15,25	17,97	16,68	17,83	14,75	14,0	18,07	13,38
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,14	0,88	0,76	0,89	0,58	0,63	0,61	1,76	1,55	1,63	0,98	1,3	2,42	2,62	3,29	0,58	3,47	4,01	0,45
FeO	3,64	2,55	1,38	3,57	2,15	2,76	1,96	8,90	1,40	0,46	—	2,09	7,46	4,88	2,59	2,17	4,50	5,72	2,7
MnO	0,07	0,04	0,04	0,05	0,04	0,05	0,04	0,16	0,07	0,03	0,05	0,05	0,12	0,11	0,06	0,04	0,08	0,15	0,04
MgO	1,25	0,54	0,59	1,93	0,91	1,34	0,79	7,02	4,14	1,11	0,14	1,17	7,90	4,2	1,05	0,41	4,75	6,86	0,49
CaO	2,53	1,09	0,76	3,20	2,01	2,4	1,47	8,86	5,60	1,60	1,25	2,55	10,78	6,91	0,78	1,24	7,20	9,51	1,06
Na <sub>2</sub> O	4,05	4,44	4,40	3,44	4,37	3,52	3,94	2,12	3,30	4,88	4,44	3,67	1,73	3,5	2,52	4,34	2,92	2,81	4,07
K <sub>2</sub> O	3,46	4,16	2,97	3,73	1,53	1,78	3,42	1,25	1,93	2,98	2,18	2,27	0,39	0,9	1,67	2,71	1,08	0,48	3,12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,19	0,07	0,11	0,18	0,07	0,1	0,08	0,20	0,01	0,06	0,06	0,08	—	0,16	—	0,05	0,06	0,15	0,02
H <sub>2</sub> O+	0,15	0,16	0,19	0,13	0,13	0,24	0,17	0,01	0,36	0,40	0,20	0,08	—	0,20	0,59	0,45	0,22	0,28	0,05
H <sub>2</sub> O-	0,05	0,09	0,13	0,06	0,08	0,19	0,12												
F	0,05	0,05	0,04	0,04	0,01	0,02	0,03	H. a.	H. a.	H. a.	H. a.	H. a.	H. a.	H. a.	H. a.	H. a.	H. a.	H. a.	
SO <sub>3</sub>	0,04	0,06	0,04	0,03	0,01	0,02	0,01	»	»	»	0,19	»	»	»	»	0,23	»	»	
П. п. п.	0,96	0,95	1,3	0,31	1,55	1,94	1,04		2,24	0,54	1,00	2,22	2,52	4,64	3,13	1,26	2,01	2,55	0,74
Сумма	100,0	100,27	99,87	99,69	99,92	99,70	100,13	99,54	100,25	100,09	99,90	99,78	100,03	100,14	99,89	100,13	99,98	100,14	99,98

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	13,9	15,4	13,4	13	11,5	10,1	13,2	6,8	10,3	14,8	12,5	11,3	4,6	9,6	7,6	13	8,1	7,2	12,9
<i>c</i>	3,1	1,3	0,9	3,8	2,4	2,9	1,8	8,5	6,9	1,9	1,5	3,1	10,4	7,1	0,9	1,5	5,4	9,1	1,3
<i>b</i>	8,3	7	7,1	7,6	8,4	10,7	6	26,1	10,2	5,5	4,7	7,9	27,2	16,8	20	6,3	18,8	24,8	5,4
<i>S</i>	74,7	76,3	78,6	75,6	77,7	76,3	79	58,6	72,6	77,8	81,3	77,7	57,8	66,5	71,5	75,2	67,7	58,9	80,4
<i>a' (c')</i>	21	42,8	58,9	(0,8)	52,6	50	39,3	(11)	(2)	34,2	77,8	35,7	(12,7)	(11,1)	66,4	49,7	(18)	(12,4)	32,7
<i>f'</i>	53,7	44,5	27,4	55,8	29,7	29,3	39,1	40,9	27,4	32,7	18,0	39,4	35,7	44	25,2	39,7	39,1	38,2	52,6
<i>n</i>	64,0	61,9	69,2	58,4	81,3	75,0	63,6	72	72,6	71,3	75,8	71,1	87,1	85,1	69,6	70,9	80,4	89,9	66,5
<i>m'</i>	25,3	12,7	13,7	43,4	17,7	20,7	21,6	48,1	70,6	33,1	4,2	24,9	51,6	44,9	8,4	10,6	42,9	49,4	14,7
<i>t</i>	0,7	0,3	0,3	0,8	0,3	0,5	0,2	2,4	0,3	0,3	0,04	0,3	1,5	1,1	0,8	0,1	1	1,7	0,3
<i>φ</i>	11,6	10,4	8,9	10,1	5,7	4,9	8,4	6,1	13,3	25,0	16,7	18,9	7,9	14,2	18,3	7,6	15,8	14,6	6,8
<i>Q</i>	+18,5	+20,6	+29,5	+21,5	+30	+29,4	+29,9	-5,0	+17,6	+24,2	+36,1	+29,7	-4,1	+6,9	+26,9	+30,9	+13,9	-5,8	+33,7
<i>a</i>	4,5	11,9	15,1	3,4	4,8	3,5	7,6	0,8	1,5	7,7	8,3	3,7	0,4	1,3	8,4	8,9	1,5	0,8	10,4
<i>c</i>																			

Примечание. 1—3 — среднее пород кунушского комплекса Западно-Калбинской подзоны (1 — роговообманково-биотитовые гранодиориты; 2 — гранодиорит-порфиры; 3 — плагиогранит-порфиры, гранит-порфиры, кварцевые порфиры); 4—7 — то же, Калба-Нарымской подзоны (4 — роговообманково-биотитовые гранодиориты; 5 — биотитовые плагиограниты; 6 — плагиогранит-порфиры; 7 — гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры); 8—12 — среднее пород порфирито-порфировой формации Иртышской подзоны (8 — диабаз; 9 — диоритовый порфирит; 10 — плагиопорфир; 11 — фельзит-порфир; 12 — дайки Южного Алтая); 13—17 — то же, Рудноалтайской подзоны (13 — диабазовые порфиры; 14 — диоритовые порфиры; 15 — дацитовые порфиры; 16 — липаритовые порфиры; 17 — дайки поздней серии змеиногорского комплекса); 18—19 — то же, Холзунско-Сарымсактинской подзоны (18 — диабазовые порфиры; 19 — липаритовые порфиры).

1957) либо ранние фазы змеиногорского комплекса (Кузебный, Марьин, 1965). Более поздние «гранитоидные» фазы этого комплекса, вероятно, сформировались уже в орогенную стадию развития геотектоногена. Объем рассматриваемой формации требует дальнейшего уточнения.

Массивы представляют плитообразные или факолитоподобные тела, реже антиклинал-плутоны. Выделяются две интрузивные фазы, каждая из которых сопровождается жильными породами. Первая фаза сложена оливиновыми и безоливиновыми габбро, габбро-норитами, габбро-диабазами, лабрадоритами, габбро-диоритами; жильные породы — габбро-пегматиты, горнблендиты, диабазовые порфириты. Последние сходны с типовыми габбро и норитами, недонасыщены кремнеземом, бедны щелочами (табл. 27).

Интрузии второй фазы составляют около 80% всех пород формации и представлены диоритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами, адамеллитами; жильные породы — гранодиорит-порфиры, плагиогранит-порфиры. По петрохимическим особенностям выделяются две группы, одна из которых близка по составу к кварцевому диориту, вторая отвечает гранодиориту.

Породы формации характеризуются вышеупомянутыми концентрациями Pb, Cu, Zn (1,5—4 раза), Co (3—15 раз), Ni (3—8 раза), Cr (до 8 раз), V (от 1 до 6 раз), Ti (от 1 до 2,5 раза). Формация сопровождается свинцово-цинковым оруденением кварцевожильного или метаморфизованного типов.

*Вулкано-плутоническая порфирито-порфировая формация* ( $C_3$ ) объединяет вулканогенные породы сержихинской свиты, субвулканические интрузии андезито-дацитового и дацитового состава и частично постзмеиногорские дайки (Звягинцев, 1965; Микунов, 1967; Кузебный и др., 1967).

Породы вулканогенной субформации слагают Пихтовско-Сержихинскую мульду (кальдеру). В низах разреза толщи развиты зеленовато-серые дацитовые порфиры и их туфы, выше отмечаются переслаивающиеся покровы андезитовых порфиритов, липаритовых и трахиличаритовых порфиров зеленовато-серого и реже фиолетово-бурого цвета, туфов и туфолов андезитовых порфиритов. Верхняя часть разреза сложена андезитовыми порфиритами и их туфами. Суммарная мощность 1,6—1,8 км. По данным Д. Г. Ажгирея и др. (1970), преобладают риолитовые (41%) и дацитовые (31%) порфиры; реже встречаются туфы риолито-дацитового состава (около 17%), туфопесчаники и алевролиты. Породы близки к средним типам дацито-риолитов с натровой щелочностью. Распространенными элементами-примесями являются Zr, Pb, Zn, Ti, Ni и др. Главные постмагматические изменения — окварцевание, серicitизация, хлоритизация и эпидотизация.

Дайки, штоки, трещинные тела пестрого состава образуют пояса северо-западного простирания в периферической части подзоны (Прииртышский, Центральный и др.), которые выделены в самостоятельную формацию ( $C_3$ — $P_1$ ). Среди них различаются две группы. Ранняя представлена гранит-порфирами, плагиогранит-порфирами, диоритовыми порфиритами, а поздняя — альбитофирами, кварцевыми альбитофирами, плагиопорфирами, диабазами и диабазовыми порфиритами. Их состав приведен в таблице 29.

В Калба-Нарымской тектонической зоне в намюр-среднекаменноугольное время, в обстановке преобладающего субгоризонтального сжатия, произошло замыкание Калба-Нарымского прогиба, смятие в складки ранее накопившихся осадков и сдвиги-надвиговые перемещения блоков. В нижних частях «седиментного» слоя (вдоль зоны смя-

тия) проявляются зеленосланцевые и амфиболитовые фации метаморфизма и зоны мигматизации.

В локальных прогибах отлагались осадки молассовой формации ( $C_1n_2-C_2$ ). Последующие тектонические движения в конце среднего и верхнего карбона вызвали окончательное превращение сложного геосинклинального трога в складчатое сооружение и образование диагональных зон скальвания (субмеридиональные и широтные дизъюнктивы), внедрение плагиогранит-гранодиоритовых малых интрузий и даек ( $C_3$ ), которые на отдельных участках ассоциируют с субвулканическими интрузиями и кислыми вулканитами.

В Западно-Калбинской подзоне в среднем карбоне в наложенных прогибах сформировалась наземная молассовая угленосная формация (буконьская свита). Здесь развиты уже более грубые валунно-галечные конгломераты, гравелиты, крупнозернистые песчаники с прослоями алевролитов и глинистых сланцев общей мощностью 1,6—2 км.

В восточной половине Калба-Нарымской зоны, в унаследованных прогибах, продолжали накапливаться полимиктовые песчаники, глинистые и углисто-глинистые алевролиты, содержащие прослои и линзы конгломератов (морская молассовая формация —  $C_1n_2-C_2$ ) мощностью 1,2—1,5 км.

Отмечается некоторое покисление составов осадочных пород, увеличение среди акцессориев роли ильменита и циркона, накопление выше кларков (до 1,5 раза) Cu, V, Mn, Ti, Ga (Киселев, 1969).

Обогащение в целом седиментного слоя сидерофильными элементами (Ni, Co, Cr, Hg, V и др.) вызвано частично сквозной миграцией некоторых элементов, а главным образом — перераспределением во время денудационных процессов.

*Вулкано-плутоническая формация ( $C_3$ ) Калба-Нарымской подзоны представлена мелкими телами и дайками плагиогранит-гранодиоритового состава более древнего, чем калбинский, кунушского комплекса (Щерба, 1957). Кроме того, к этой же формации относятся вулканиты Калгутинской мульды (Конников и др., 1969). Гипабиссальные мелкие интрузии образуют региональные пояса северо-западного простирания (Прииртышский, Манатский, Теректинский).*

В кунушском комплексе выделяются породы первой, главной, фазы (плагиограниты, гранодиориты), второй фазы (лейкократовые аplitовидные граниты) и последовательные дайковые тела: 1) гранодиорит-порфиры и диоритовые порфириты; 2) плагиогранит-порфиры, гранит-порфиры; 3) фельзит-порфиры, кварцевые порфиры и альбитофиры. Средние составы пород приведены в таблице 29 и на рисунке 33.

В процессе формирования комплекса несколько увеличивались кислотность, щелочность и уменьшалось содержание железо-магнезиальных компонентов, глинозема и извести. Породы комплекса бедны акцессориями (апатит, рутил, сфен), для измененных разностей характерны лимонит, пирит, малахит, турмалин и иногда золото. Распространенные элементы-примеси — Ni, Cu, V, Co, Cr; в поздних дифференциатах появляются As, Bi, Au, Ag, W. Главные послемагматические изменения — альбитизация, окварцевание и березитизация. С кунушским комплексом связано золотое оруденение.

В Западно-Калбинской подзоне аналоги кунушского комплекса представлены мелкими массивами, штоками и дайками плагиогранит-гранодиоритового, реже диоритового состава, характеризующимися поясовым размещением (Кулуджунский, Дельбегетейский и др.). Породы здесь также древнее гранитов калбинского типа, что установлено геологическими исследованиями и подтверждается определениями радиологического возраста (306, 309, 321 млн. лет).

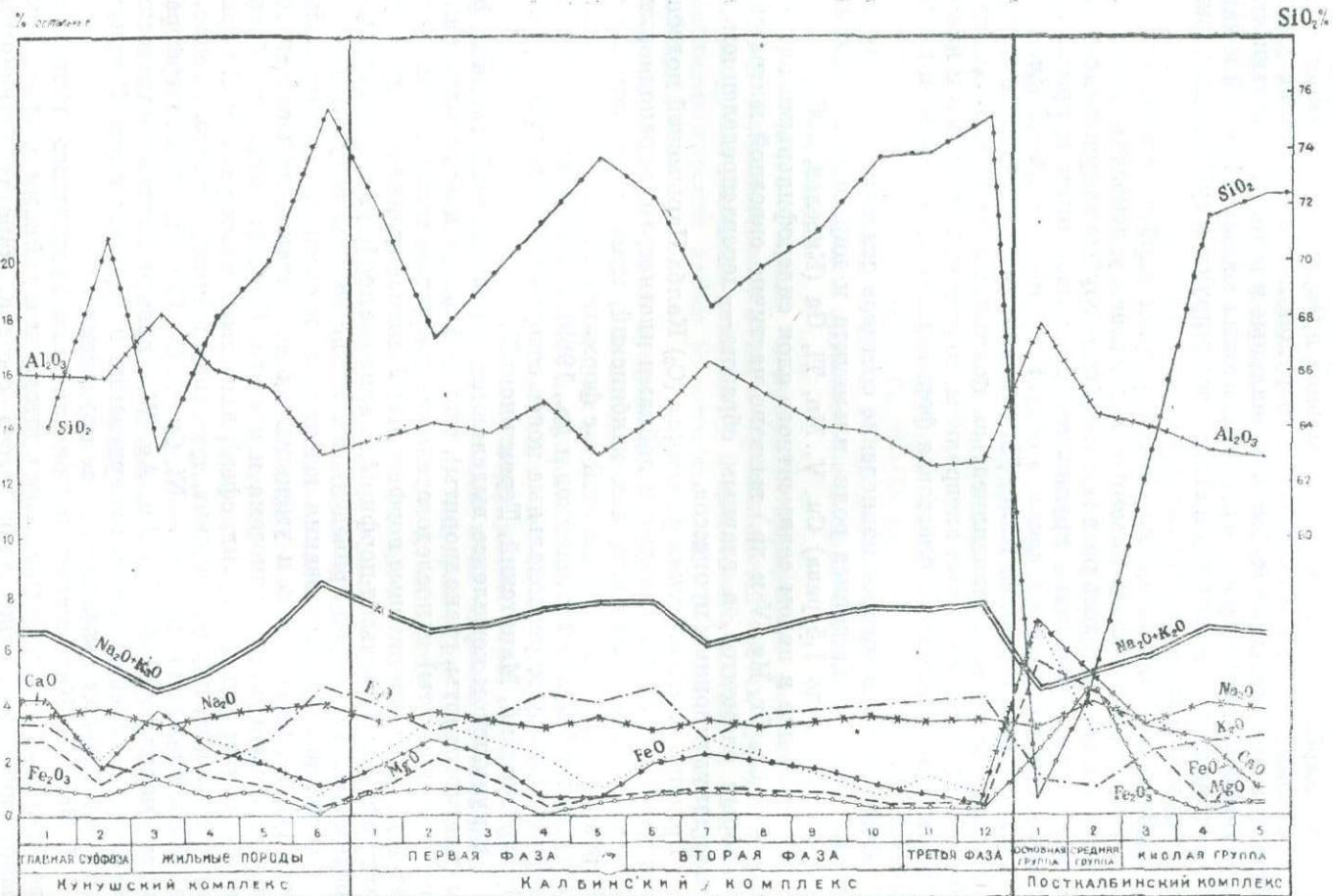


Рис. 33. Вариационная диаграмма химических составов интрузивных пород Калба-Нарымской подзоны.

Первая группа пород представлена кварцевыми диоритами и гранодиоритами, образующими штоки и массивы размером до 1—3 км<sup>2</sup> (Саратовский, Филипповский, Бижан, Преображенский и др.). Ко второй группе относятся дайки порфирового облика, образованные в три генерации: гранодиорит-порфиры и диоритовые порфиры; плагиогранит-порфиры, гранит-порфиры и граносиенит-порфиры; кварцевые порфиры и альбитофиры.

С породами комплекса связаны золото-кварц-сульфидные рудопроявления и золото-кварцевые с шеелитом (Щерба, 1957; Хохлов, 1965; Лопатников и др., 1968).

Обобщенные данные приведены в таблице 30. Из них видно, что в среднюю стадию произошло наращивание геотектоногена сверху за счет сedиментного слоя (в среднем на 0,7—1,5 км) и объема внедрившихся интрузивов (30 000 км<sup>3</sup>), а также его расширение (на 8,8 км) за счет дайкообразных тел и корневых частей интрузивных массивов.

### Поздняя стадия

Во второй половине верхнего карбона территория Юго-Западного Алтая вступила в орогенный этап развития с устойчивым восходящим характером движений, широким развитием глыбово-блоковой тектоники, преобладающей ролью гранитоидного магматизма и дальнейшим ростом ЗК. С активизацией движений при растяжении внедрились огромные гранитоидные массы (C<sub>3</sub>—P<sub>1</sub>), а позднее — «постбатолитовые малые интрузии» и дайки пестрого состава (P<sub>2</sub>—T?).

В Холзунско-Сарымсактинской подзоне *гранитоидная формация «батолитового типа»* (P<sub>1</sub>) распространена относительно широко, образует ряд интрузий (Белоубинскую, Тургусунскую, Черневинскую и др.) на площади 2000 км<sup>2</sup>. Гранитные массивы создают здесь протяженный пояс и по отношению к складчатым структурам занимают дискордантное положение.

Д. Г. Ажгирей, В. В. Коробов и др. (1963), сопоставляя пермские гранитоидные интрузии с калбинским комплексом Калба-Нарымской зоны, выделили в них две последовательные фазы: крупнозернистых порфировидных биотитовых гранитов и мелкозернистых лейкократовых гранитов, сопровождающихся жильными породами (граносиениты, аплиты, пегматиты). По составу породы приближаются к аляскитам и нормальным гранитам (табл. 31). От более древних гранитоидов они отличаются и набором акцессориев (ильменит, сфен, монацит, ксенотим, флюорит, шеелит, tantalо-ниобаты и др.). Содержание элементов-примесей такое: Pb — 0,01 %, Zn — 0,005 %, Cu — 0,003 %, Ni, V — 0,001 %, Li — 0,01 %, в измененных разностях и жильных породах накапливаются W, Bi, Mo и др.

Гранитоиды сопровождаются мелкими месторождениями и рудопроявлениями вольфрама, молибдена и других элементов-спутников кварцевожильной, кварцевожильно-гнейзеновой и скарново-карбонатно-гнейзеновой формаций. В первой формации представлены кварцевые жилы и прожилки, содержащие вольфрамит, шеелит, молибденит, халькопирит, сфалерит, флюорит и др. (Черневинское, Семибратьевское, Рудное и другие рудопроявления), во второй присутствуют и рудоносные гнейзены с молибденитом (Тургусунский, Ороцаганский, Караплахинский и другие массивы), в последней развиты гранат-амфибол-эпидотовые скарны с наложенной гнейзеновой и кварцевожильной минерализацией с Cu, Mo, Pb, Zn, Sn и др. В юго-восточной части подзоны, в районе оз. Маркаколь, отмечаются рудопроявления Cs, La, Ni,

Таблица 30

## Формации средней (инверсионной) стадии развития Алтайского геотектоногена

Калба-Нарымская зона				Рудноалтайская зона							
Западно-Калбинская подзона		Калба-Нарымская подзона		Иртышская подзона		Рудноалтайская подзона		Холзунско-Сарымсактinskая подзона			
1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
Добатолитовая вулкano-плутоническая пла-гиогранит-гранодиори-товая; $C_3$ ; аналог ку-нушского комплекса; $250 \text{ км}^2$ ; $1500 \text{ км}^3$	0,2	Добатолитовая вулкano-плутоническая пла-гиогранит-гранодиори-товая; $C_3$ ; кунушский комплекс; $500 \text{ км}^2$ ; $2500 \text{ км}^3$	0,2	Малых интрузий пор-фириотов-порфиров; $C_3$ ; $25 \text{ км}^2$ ; $125 \text{ км}^3$	0,2	Добатолитовая вул-кано-плутоническая порфирито-порфировая; $C_3$ ; сержихинский ком-плекс, постзмеиногор-ские дайки; $500 \text{ км}^2$ ; $2000 \text{ км}^3$	0,1	Малых интрузий пор-фириотов-порфиров; $C_3(?)$ ; постзмеиногор-ские дайки; $60 \text{ км}^2$ ; $360 \text{ км}^3$	1	Малых интрузий пор-фириотов-порфиров; $C_3(?)$ ; постзмеиногор-ские дайки; $60 \text{ км}^2$ ; $360 \text{ км}^3$	0,3
				Сероцветная конти-нентальная; $C_{2-3}$ ?; гре-мячинская свита; $200 \text{ км}^2$ ; $160 \text{ км}^3$	0,8	Габбро-диорит-грано-диоритовая; $C_{2-3}$ ; змеи-ногорский ком-плекс; $6500 \text{ км}^2$ ; $26000 \text{ км}^3$	6	Габбро-диорит-грано-диоритовая; $C_{2-3}$ ; змеи-ногорский ком-плекс; $100 \text{ км}^2$ ; $800 \text{ км}^3$	6	Габбро-диорит-грано-диоритовая; $C_{2-3}$ ; змеи-ногорский ком-плекс; $100 \text{ км}^2$ ; $800 \text{ км}^3$	0,5
						Наземная молассо-вая; $C_{2-3}$ ; аналог голубовской свиты; $600 \text{ км}^2$ ; $200 \text{ км}^3$	0,3	Наземная молассо-вая; $C_{2-3}$ ; голубовская свита; $1600 \text{ км}^2$ ; $1300 \text{ км}^3$	0,3	Наземная молассо-вая; $C_{2-3}$ ; голубовская свита; $1600 \text{ км}^2$ ; $1300 \text{ км}^3$	0,8

1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
Наземная молассовая угленосная; $C_1-C_2$ ; буконьская, таубинская, турангикульская свиты; $3200 \text{ км}^2$ ; $4800 \text{ км}^3$		Морская молассовая; $C_1-C_2$ ; буконьская свита; $800 \text{ км}^2$ ; $1200 \text{ км}^3$	1,4	Наземная молассовая; $C_1-C_2$ ; катойская свита; $200 \text{ км}^2$ ; $40 \text{ км}^3$	0,2	Наземная молассовая; $C_{1-2}$ ; малоульбинская свита; $3000 \text{ км}^2$ ; $1200 \text{ км}^3$	0,4		
	1,5			Мигматит-gneйсо-гранитовая; $C_1$ ; $400 \text{ км}^2$ ; $2400 \text{ км}^3$	2				
				Габбро-плагиогранитовая; $C_1$ ; прииртышский комплекс; $350 \text{ км}^2$ ; $1400 \text{ км}^3$	0,5				

Примечание. В графах под цифрой 1 указаны формации, их возраст, свиты и комплексы, площадь распространения, объем; под цифрой 2 — средняя мощность, км.

Таблица 31

Средние химические составы гранитовой формации «батолитового типа» нижней перми, вес. %

Окислы	Калба-Нарымская подзона									Западно-Калбинская подзона			Рудноалтайская подзона					
	1(87)	2(4)	3(5)	4(24)	5(10)	6(6)	7(12)	8(5)	9(5)	10(2)	11(3)	12(2)	13(7)	14(2)	15(35)	16(5)	17(19)	18(3)
SiO <sub>2</sub>	68,43	73,1	73,55	70,28	71,38	73,90	74,08	75,3	75,38	70,06	69,87	74,46	68,09	70,47	72,64	69,72	74,02	75,16
TiO <sub>2</sub>	0,47	0,12	0,20	0,36	0,25	0,07	0,14	0,05	0,06	0,36	0,44	0,20	0,48	0,31	0,23	0,42	0,20	0,16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,3	14,57	14,06	15,83	14,37	14,18	12,93	13,39	13,20	15,47	15,5	13,35	14,07	14,84	13,25	15,49	13,78	13,37
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,73	0,21	0,29	0,63	0,68	0,32	0,40	0,16	0,37	0,71	0,44	0,40	1,05	0,76	1,09	2,17	0,88	0,34
FeO	3,24	2,11	1,76	2,41	1,71	1,01	1,62	1,88	1,10	2,31	3,07	2,17	3,08	2,21	1,58	0,92	0,88	1,40
MnO	0,05	0,04	0,02	0,06	0,05	0,14	0,04	0,02	0,02	0,05	0,05	0,02	0,03	0,04	0,08	0,07	0,03	0,05
MgO	1,28	0,41	0,52	0,86	0,93	0,53	0,48	0,18	0,32	0,61	0,95	0,37	2,09	0,9	0,63	0,64	0,53	0,37
CaO	2,33	0,97	0,77	1,95	1,80	1,25	0,83	0,84	0,61	1,43	1,10	0,70	2,89	2,13	1,79	1,6	0,93	0,68
Na <sub>2</sub> O	3,56	3,14	3,55	3,42	3,48	3,72	3,42	3,6	3,63	3,91	4,15	3,54	3,54	3,28	3,62	4,29	3,96	3,75
K <sub>2</sub> O	3,58	4,42	4,19	3,51	3,87	4,03	4,24	4,2	4,30	4,18	4,55	4,24	3,14	3,68	3,98	4,22	3,85	4,16
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,16	0,18	0,08	0,15	0,09	0,11	0,07	0,03	0,06	0,08	0,07	0,03	0,20	0,13	0,06	0,05	0,05	0,05
H <sub>2</sub> O	0,31	0,21	0,24	0,21	0,22	0,03	0,26	0,12	0,29	0,20	0,15	0,17	H.a.	H.a.	0,17	0,24	0,30	0,10
F	0,06	0,01	0,07	0,11	0,01	0,04	0,03		0,03	0,08	0,06	0,02	*	*	H. a.		H. a.	
SO <sub>3</sub>	0,06	0,06	0,07	0,04	0,03		0,08		0,17	0,06	0,03	0,04	0,05	*	*	—	—	
П. п. п.	0,48	0,52	0,51	0,59	0,88	0,53	0,44	0,17	0,37	0,43	0,13	0,33	0,52	0,61	0,40	0,27	0,28	0,50
Сумма	100,04	100,07	99,88	100,41	99,75	99,86	99,06	99,94	99,91	99,94	100,56	100,04	99,23	99,36	99,52	100,05	99,39	100,09

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	12,8	12,7	13,3	12,2	13	13,5	13,3	13,4	13,6	14,3	15,1	13,3	12,2	12,3	13,5	15,2	13,7	13,6
<i>c</i>	2,8	1,1	0,9	2,3	2,1	1,5	1	1	0,7	1,7	1,3	0,8	3,2	2,6	2	1,9	1,1	0,8
<i>b</i>	7,6	6,5	5,6	7,9	5,3	4	4,1	3,9	3,7	6,3	7	5	7,6	6,3	3,6	5,1	4,3	4,1
<i>S</i>	76,8	79,7	80,2	77,6	79,6	81	81,6	81,7	82	77,7	76,6	80,9	77	78,8	80,9	77,8	80,9	81,5
<i>a'(c')</i>	23,2	56,8	52,1	46,9	29,4	45,8	36,6	45,5	50,6	39,8	32,2	42,3	(3,5)	33,1	(4,7)	24,9	43	46,1
<i>f'</i>	48,7	32,9	32,9	35,3	41,5	32,7	44,5	47,1	35,5	44,2	45,8	45,8	50,3	43,2	66,9	54,1	36,7	39,2
<i>m'</i>	28,1	10,3	15	17,8	29,1	21,5	18,9	7,4	13,9	16	22	11,9	46,2	23,7	28,4	21	20,3	14,7
<i>n</i>	60,2	51,9	56,3	59,7	57,8	58,4	54,9	56,6	56,2	58,7	58,1	55,9	63,1	57,5	58	60,7	61	57,8
<i>t</i>	0,5	0,1	0,2	0,4	0,3	-0,07	0,1	-0,05	-0,06	0,4	0,5	0,2	0,5	0,3	0,2	0,5	0,2	0,2
<i>φ</i>	8,1	2,7	4,2	6,6	10,7	6,5	7,9	3,3	8,1	9,4	5,2	6,5	11,7	10	24,8	25,9	17,1	6,8
<i>Q</i>	+25,3	+32,7	+32,7	+28,5	+31	+33,5	+35,6	+35,7	+36	+25,3	+21,7	+34,3	+26,3	+30,5	+33	+23,3	+33,3	+35,1
$\frac{a}{c}$	4,6	11,3	14,8	5,3	6,1	9,2	13,6	13,7	19,2	8,4	11,8	16,4	3,8	4,8	6,9	8	12,6	17,2

П р и м е ч а н и е. 1—9 — среднее гранитоидов калбинского комплекса Калба-Нарымской подзоны (1—3 — гранитоиды I фазы: 1 — биотитовые граниты, гранодиориты главной субфазы, 2 — мелкозернистые граниты дополнительной субфазы, 3 — жильные граниты; 4—6 — граниты II фазы: 4 — среднезернистые равномернозернистые граниты главной субфазы, 5 — мелкозернистые биотитовые граниты дополнительной субфазы, 6 — жильные аплитовидные граниты; 7—9 — граниты III фазы: 7 — крупнозернистые лейкократовые граниты главной субфазы, 8 — мелко-среднезернистые резко порфировидные лейкократовые граниты дополнительной субфазы, 9 — жильные лейкократовые граниты); 10—12 — среднее гранитоидов Западно-Калбинской подзоны (10 — биотитовые граниты I фазы; 11 — роговообманково-биотитовые граниты II фазы; 12 — жильные аплитовидные граниты); 13—18 — среднее гранитоидов Рудноалтайской зоны (13 — разgneйсованные гранодиориты I фазы; 14 — мелко-среднезернистые биотитовые граниты II фазы Иртышской подзоны; 15 — порфировидные биотитовые граниты I фазы; 16 — аляскитовые граниты, граносиениты II фазы (?) Рудноалтайской подзоны; 17 — порфировидные биотитовые граниты I фазы; 18 — среднезернистые лейкократовые граниты II фазы Холзунско-Сарымсактинской подзоны).

Та. В целом они образуют Тигирекско-Черневинскую редкометальную зону (Щерба, 1957).

Формация «малых интрузий» ( $P_2$ — $T?$ ) представлена мелкими телами и дайками кварцевых порфиров, диоритовых и диабазовых порфиритов, размещение которых контролируется поперечными к складчатости субширотными и северо-восточными полосами разрывов.

В Рудноалтайской подзоне к гранитоидной формации «батолитового типа» относится ряд гранитных массивов (Правоубинский, Малоубинский, Черемшанский и др.), по составу и возрасту близких к калбинским гранитам. В возрастной последовательности выделяются средне-крупнозернистые порфировидные биотитовые граниты I фазы, мелкозернистые двуслюдянные аляскитовые и аплитовидные граниты II фазы и жильные породы — граносиенит-аплиты и пегматиты. Граниты II фазы, развитые обычно в центральных частях или эндоконтактах крупных массивов, сопровождаются кварцевыми жилами с вольфрамовым оруденением.

По составу граниты отвечают аляскитам (табл. 31). Распространенными акцессориями являются ильменит, рутил, циркон, магнетит; в метасоматически измененных разностях появляются шеелит, тантало-ниобаты, вольфрамит. Для гранитов I фазы характерны повышенные концентрации свинца, в измененных разностях гранитов и жильных породах накапливаются W, Bi, Mo, Zn, Cu. Они сопровождаются единичными рудопроявлениями кварцево-жильной вольфрам-молибденовой формации, известными в Саввушинском массиве (Кузебый, 1970).

Формация «малых интрузий» ( $P_2$ — $T?$ ) образует протяженные пояса даек, штоков, трещинных тел, диоритов, гранодиорит-порфиров, кварцевых порфиров, гранит-порфиров, плагиогранит-порфиров, диоритовых и диабазовых порфиритов, габбро-диабазов северо-восточного или субширотного направления. Они пересекают гранитоиды калбинского комплекса и связанные с ними рудные тела. Дайки характеризуются свежестью пород, правильно-плитообразной формой, протяженностью по простирианию на первые километры при мощности 0,5—15 м. Их петрохимический состав приведен в таблице 32. Распространенными акцессориями являются апатит, циркон, ильменит. Характерные элементы-примеси — Cu, Ti, Zr, Ga, содержание которых ниже кларков.

В Иртышской подзоне гранитоидная формация представлена двумя морфологическими типами интрузий: 1) крупными дискордантными массивами и 2) линейно-вытянутыми кругопадающими телами плитообразной или линзовидной формы площадью до 10—13 км<sup>2</sup>.

Внедрение магмы происходило в напряженной тектонической обстановке и сопровождалось интенсивными процессами контаминации, гибридизмом и огромным количеством отщеплений аплит-пегматитового состава. Выделяются две интрузивные фазы, сопровождающиеся собственными жильными породами (граниты, аплиты, реже пегматиты и кварцевые жилы).

Первая фаза образована средне-крупнозернистыми контаминированными гранитами и гранодиоритами. Средний состав их близок к гранодиориту, отличаясь большими содержаниями  $SiO_2$ , FeO и меньшими  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ , CaO. Из акцессориев присущи ильменит (до 1100 г/т), апатит (до 795 г/т), монацит (до 160 г/т) и циркон (до 180 г/т). Геохимически гранодиориты отличаются от однотипных пород Калба-Нарымской зоны повышенными содержаниями Cu, Zn, Ni, Co, Sr и меньшим Pb, Yb, Sn.

Таблица 32

Средние химические составы «послебатолитовых малых интрузий»  
(послекалбинского комплекса) верхней перми, вес. %

Оксиды	Калба-Нарымская подзона					Западно-Калбинская подзона			Холзунско-Сарымсактинская подзона	
	1(3)	2(3)	3(4)	4(6)	5(7)	6(2)	7(3)	8(2)	9	10(2)
SiO <sub>2</sub>	50,76	55,12	66,07	72,07	72,05	48,13	71,6	76,22	52,78	75,26
TiO <sub>2</sub>	2,02	1,8	0,51	0,38	0,17	1,43	0,22	0,15	1,75	0,11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,09	14,95	14,98	14,48	14,85	16,34	15,01	13,0	15,84	12,48
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,1	4,95	1,04	0,64	0,69	4,55	0,61	0,45	5,91	1,15
FeO	5,64	3,23	3,25	2,11	1,66	4,44	1,43	2,15	7,05	1,43
MnO	0,12	H. a.	0,04	0,05	0,03	0,11	0,02	0,01	0,3	0,03
MgO	5,75	4,69	1,84	0,71	0,73	5,1	0,43	0,43	4,55	0,69
CaO	7,55	5,27	3,11	2,29	1,25	7,25	0,98	0,45	2,72	0,54
Na <sub>2</sub> O	3,06	4,3	3,57	4,15	4,47	2,97	3,86	3,32	4,6	3,88
K <sub>2</sub> O	1,77	1,14	2,35	2,3	2,26	1,65	3,9	3,67	0,25	3,1
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,7	H. a.	0,13	0,09	0,03	0,34	0,06	0,02	—	0,01
H <sub>2</sub> O	1,69	*	0,14	0,13	0,15	0,52	0,38	0,25	—	—
F	—	*	0,03	0,03	0,05	0,08	0,09	0,02	—	—
SO <sub>3</sub>	—	*	—	—	0,03	0,06	0,05	H. a.	—	—
П. п. п.	1,62	1,44	1,81	0,72	1,06	7,21	1,32	0,45	3,72	0,80
Сумма	99,87	96,89	98,87	100,15	99,53	100,18	99,96	100,5	99,47	99,48

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	9,7	11,5	11,4	12,2	12,6	9,9	13,7	11,8	10,6	12,4
<i>c</i>	5,7	4,6	3,8	2,7	1,5	7,1	1,2	0,5	3,4	0,6
<i>ε</i>	22,5	17,8	8,5	5	6,9	21,2	6	6,4	24,0	5,6
<i>S</i>	62,1	66,1	76,3	80,1	79	61,8	79,1	81,3	62	81,4
<i>a' (c')</i>	(17,3)	(11,4)	14,6	26,1	52,1	(12,2)	57,6	53,8	17,2	40
<i>f'</i>	37,6	42,4	48,1	50,5	30,6	42,8	30,6	35,6	35,5	40,2
<i>m'</i>	45,1	46,2	37,3	23,4	17,3	45	17,8	10,6	32,3	19,8
<i>n</i>	72,4	85,2	69,8	73,3	75	73,2	60,1	57,9	96,5	65,5
<i>t</i>	2,9	2,4	0,6	0,4	0,2	2,2	0,2	0,2	2,4	0,1
<i>φ</i>	12,3	24,6	10,7	10,6	8,3	20,3	8,4	5,6	21,2	16,7
<i>Q</i>	-1,1	+4,8	+26,1	+33,2	+31,3	-3,3	+29,6	+38,3	-0,5	+37,4
<i>a</i> / <i>c</i>	1,7	2,5	2,9	4,5	8,6	1,4	11,9	23,1	3,2	19,8

Примечание. 1—5 — среднее даек Калба-Нарымской подзоны (1 — оливиновых габбро и габбро-диабазов; 2 — диоритовых порфиритов и кварцевых монцонит-порфиров; 3 — гранодиорит-порфиров; 4 — гранит-порфиров; 5 — кварцевых порфиров); 6—8 — среднее даек Западно-Калбинской подзоны (6 — диабазов; 7 — гранит-порфиров; 8 — кварцевых порфиров); 9—10 — среднее даек Холзунско-Сарымсактинской подзоны (9 — диабазов; 10 — гранит-порфиров).

Вторая фаза представлена мелко-среднезернистыми биотитовыми гранитами, составляющими 30—40% от объема комплекса. По составу отличаются от гранитов II фазы Восточной Калбы большими содержаниями FeO, MgO, CaO и меньшими — кремнезема, щелочей. Средние содержания акцессориев выше: ильменита — в 4 раза (250 г/т), апатита — в 3 раза (150 г/т), монацита — в 3—4 раза (до 47 г/т), но отсутствует сфен; общеваловое количество акцессориев увеличивается в 3 раза. Из элементов-примесей присущи Zn, Cu, V, Co, Sr, подчиненное значение имеют Pb, Ga, Sn, Yb. С формацией связаны мелкие рудопроявления олова и вольфрама кварцевожильного типа.

Формация «малых интрузий» (P<sub>2</sub>—T?) представлена дайками габбро-диабазов, диоритовых и андезитовых порфиритов, гранит-порфиров, кварцевых порфиров и других пород, размещенными на продол-

жении северо-восточных дайковых поясов Калба-Нарымской зоны (Миролюбовский, Ленинский и др.).

На примере развития отдельных частей Алтайского геотектоногене-на наглядно видно изменение состава главного оруденения по перио-дам герцинского цикла. Повышенная мощность базальтового слоя и пониженная гранитного в стержневой части Рудного Алтая предопре-делили преимущественно сидеро-халькофильный профиль оруденения. Здесь выделяется Рудноалтайская средне-верхнедевонская зона кол-чеданно-полиметаллического и железного вулканогенного оруденения в сопровождении Au, Ag, Ba, Hg и др. (Щерба, 1968).

Границные области Рудного Алтая (Иртышская и Северо-Восточ-ная зоны) с переходным типом разреза ЗК характеризовались в ран-нюю стадию железным и слабым колчеданно-полиметаллическим ору-денением, а в связи со вспышкой подкорового ультрабазитового магматизма еще образовалось медно-пирротиновое оруденение (Приир-тышская зона). В среднюю стадию в связи с нарастанием мощности и сиаличности ЗК сидеро-халькофильный геохимический профиль ору-денения последовательно менялся на лито-халькофильный и литофиль-ный (золото и редкие металлы).

В Калба-Нарымской тектонической зоне в позднюю стадию мигра-ция очагов магматизма в гранитный слой способствовала исключи-

Таблица 33

Периодизация развития Калба-Нарымской структурно-формационной зоны

Возраст, млн. лет	Период	Стадия развития	Геологические элементы	Продол-житель-ность, млн. лет
283—240	P P <sub>2</sub>	Поздняя	Поднятия, радиальные движения; после-кальбинский (миролюбовский) комплекс	43
283* (271)**	P <sub>1</sub>		Сжатие, растяжение — магматизм остаточных базальтоидных очагов; кальбин-ский комплекс	
	C <sub>3</sub>		Растяжение — гранитный магматизм; сдвиги, надвиги, магматизм, горообразова-ние, стабилизация структуры	
305***	C <sub>3</sub>		Кунушский комплекс	
326—283	C <sub>1</sub> —C <sub>3</sub>	Средняя	Сжатие — смятие, надвиги, инвер-сия, растяжение — прогибание, локаль-ное осадконакопление, вулканизм, плагио-гранит-гранодиоритовые интрузии, дайки (буконьская свита)	43
	C <sub>1</sub>		Ультрабазитовая, габбро-диабазовая фор-мации; аркалыкская, опановская, байсум-ская, кокпектинская свиты	
	D <sub>2</sub> —D <sub>3</sub>		Кремнисто-андезит-диабаз-известняковая формация (пугачевская, кыстав-курчумская, такырская свиты); растяжение, дизъ-юнктивы, образование прогибов, вулканизм, седиментогенез	
369—326	D <sub>2</sub> —C	Ранняя		43

\* Данные радиологического возраста по биотиту (Кузебный, Дьячков; 82 определения).

\*\* То же, по породам (Кузебный, Дьячков; 34 определения).

\*\*\* То же (Дьячков, Лопатников, Сейидов; 20 определений).

тельно широкому проявлению гранитоидных интрузий и связанных с ними литофильных рудогенных элементов в верхнюю часть геотектоногена.

В позднюю стадию (на примере Калба-Нарымской зоны) наглядно проявляются цикличность в развитии геотектоногена и однотипность формирования интрузивных комплексов, каждый из которых, по радиологическим данным, укладывается в 20—21,5 млн. лет (табл. 33). Развитие этих многофазных комплексов подчиняется известной эволюции магматического расплава от более основного к кислому (рис. 34).

В верхнепалеозойских магматитах выделяются два формационных типа пород — «батолитовый» и «послебатолитовый».

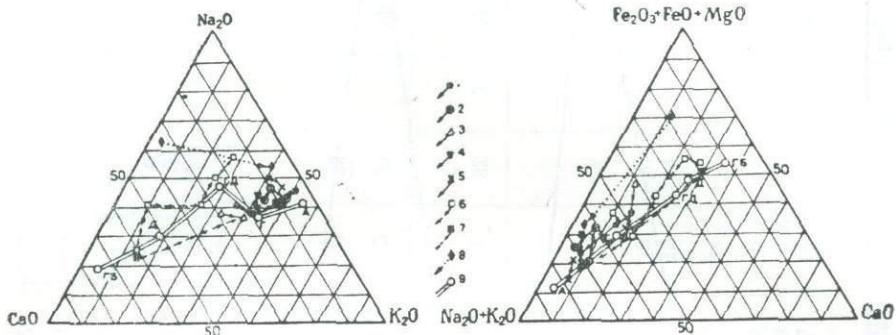


Рис. 34. Магматиты поздней стадии развития.

1—5 — гранитовая формация «батолитового типа» (1 — Калба-Нарымской, 2 — Западно-Калбинской, 3 — Иртышской, 4 — Рудноалтайской и 5 — Холзунско-Сарымсактинской подзон); 6—8 — формация «послебатолитовых малых интрузий» (6 — Калба-Нарымской, 7 — Западно-Калбинской и 8 — Холзунско-Сарымсактинской подзон); 9 — средние типы пород (А — алякит, Г — гранит, Гд — гранодиорит, Д — диорит, Гб — габбро).

В Калба-Нарымской подзоне нижнепермский («батолитовый») этап характеризовался мощным развитием многофазных гранитных интрузий калбинского комплекса, с которыми связана редкометальная минерализация. Ими сложен крупный Калба-Нарымский пояс, вытянутый согласно в северо-западном направлении на 450 км. Описанию калбинских гранитов посвящена многочисленная литература (Елисеев, 1938; Щерба, 1957; Шавло, 1958 и др.).

Многофазность магматизма объясняется ритмичностью напряжений (растяжение — сжатие) не только в период формирования основного плутонса (290—260 млн. лет), но и в период становления его отдельных интрузивных фаз, что согласуется с данными по Успенской зоне (Щерба и др., 1967, 1968).

В составе плутония различаются три интрузивные фазы, каждая из которых проявляется по схеме:

главная субфаза → дополнительная субфаза → жильные породы

Первая фаза представлена собственно калбинскими порфировидными гранитами, состоящими из плагиоклаза № 23 (34,5%), калишпата (28%), кварца (28,3%), биотита (7%), мусковита (1%), акцессориев (1,2%). Для них характерно преобладание плагиоклаза над калишпатом. В породах субфации контакта увеличивается содержание плагиоклаза (до 50%) и биотита (до 16%) при уменьшении количества калишпата (до 12%) и кварца (до 22%). Состав пород близок

к среднему составу гранита (табл. 31). Гранитам I фазы присуща циркон-апатитовая и ильменит-апатитовая ассоциация акцессорных минералов (рис. 35). Специфическими элементами-примесями являются Cu, Pb, Ni, Li, Sn (табл. 34), рудогенные элементы представлены Sn, As, Ta, Nb. Жильные породы (гранит-аплит-пегматиты, пегматиты, аплиты и др.) наследуют минералого-геохимические особенности материнских гранитов.

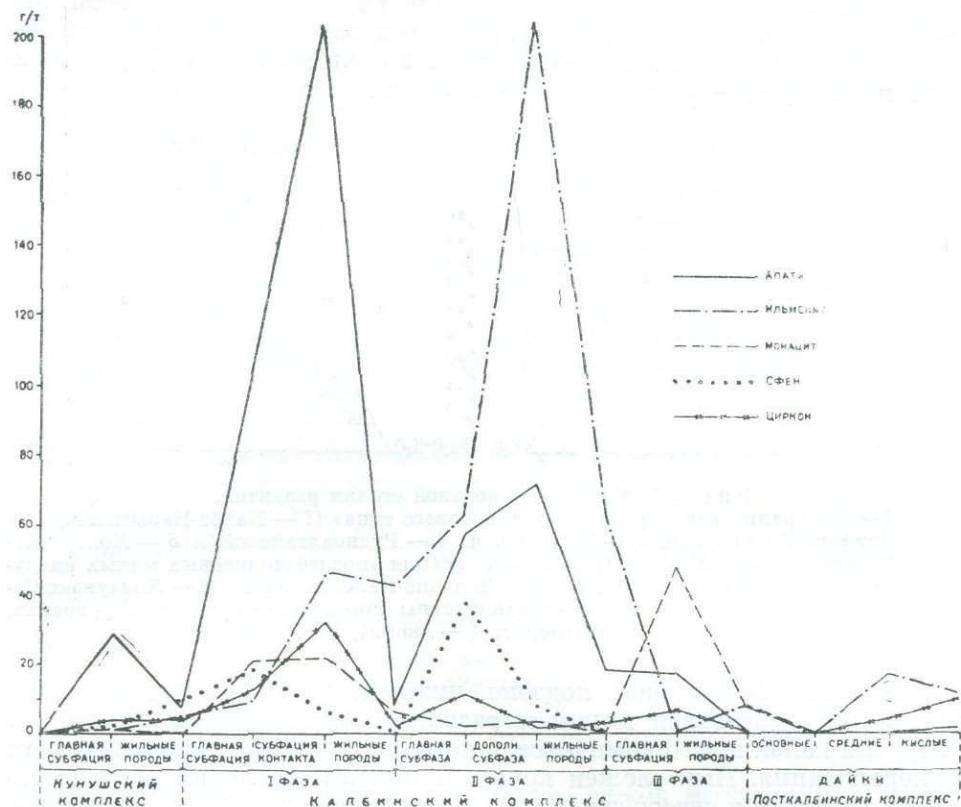


Рис. 35. Вариационная диаграмма средних содержаний акцессориев в магматитах Калба-Нарымской подзоны.

Граниты II фазы широко распространены в Восточной Калбе и Нарыме. Они слагают крупные уплощенные массивы с купольно-сводовой поверхностью средне-равномернозернистых гранитов (главная субфаза) с равным содержанием плагиоклаза и калишпата, сопровождающихся трещинными интрузиями мелкозернистых гранитов (дополнительная субфаза). Жильные породы — аплиты, жильные граниты, пегматиты и кварцевые жилы. Петрохимически граниты II фазы отличаются несколько меньшим содержанием  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{Na}_2\text{O}$ . Для них характерна сфен-ильменитовая ассоциация, количественно вдвое меньшая, чем у гранитов I фазы. Специфические элементы-примеси: Li, Be, Bi, F, W, Sn, Ti.

Крупнозернистые лейкоократовые граниты III фазы монастырского типа широко развиты в Северо-Западной и Центральной Калбе, где образуют крупные массивы площадью до 400—500 км<sup>2</sup>. Меньше их в Восточной Калбе, а в Нарыме они пока не описаны. Жильные породы, представленные аплитовидными гранитами, аплитами и кварцевыми жилами, составляют не более 5 % от объема даек комплекса. Они про-

Таблица 34

Средние и средненефовые содержания элементов-примесей в магматитах поздней стадии развития Алтайского геотектоногена, г/т

Подзона	Формации и породы	Число проб	Cu	Fr	Zn	Ni	V	Cr	Zr	Ti	Mn	Sn	Be
Холзунско-Сарымская	Гранитоидная формация «батолитового типа» (P <sub>1</sub> )												
	Порфировидные биотитовые граниты	60*	35	33	<5	5	35	7		400	80	2	1
	Среднезернистые биотитовые граниты	40*	20	7	<5	4	25	10		1150	140	4	1
Иртышская	Жильные мелкозернистые граниты	40*	35	50	<5	6	14	8		130	30	<5	<1
	Гранитоидная формация «батолитового типа» (P <sub>1</sub> )												
	Разgneйсованные контаминированные биотитовые граниты, гранодиориты, плагиограниты I фазы	125*	25	27	28	10	22		37				<1
Калба-Нарымская	Мелко-среднезернистые слабо порфировидные биотитовые граниты II фазы	75*	25	24		5	20		40			4	<1
	Формация «послебатолитовых малых интрузий» (P <sub>2</sub> )												
	Гранит-порфиры	30	77	47	2,8	8	32	7	80	800	370	5	<1
Западно-Калбинская	Гранитная формация «батолитового типа» (P <sub>1</sub> ) (Нарымский район)												
	Порфировидные контаминированные граниты, гранодиориты I фазы	40	50	21	110	28	57	61	95	1739	258	6	1,5
	Жильные мелкозернистые биотитовые граниты	45	51	23	58	15	28	18	64	853	325	7	3,3
	Пегматиты	50	46	24	24	13	24	14	50	1060	348	19	2
	Среднезернистые равномернозернистые биотитовые граниты II фазы (главная субфаза)	195	44	21	64	14	47	34	78	1402	310	8	3
	Мелкозернистые мусковитизированные граниты дополнительной субфазы	97	43	14	46	13	16	23	38	353	175	9,5	2,1
	Жильные аплитовидные граниты	49	26	26	48	6,4	24	11	63	936	509	5,6	6,1
	Пегматиты	50	46	16	137	14	39	31	35	541	166	44	36
	Среднезернистые порфировидные граниты Дельбегетайского массива	30	33	23	32	<5	20	—	67	580	103	<5	2

\* Средненефовые содержания.

сты по составу и слабо дифференцированы. Монастырские граниты отличаются лейкократовостью, повышенным количеством щелочей с преобладанием калия над натрием, большим содержанием свободного кварца и более высоким отношением железа и магния в темноцветных. На петрохимической диаграмме граниты III фазы расположены вблизи линии составов риолитов — аляскитов. В них уменьшается содержание апатита, ильменита, циркона, сфена, но увеличивается количество монацита, ксенотима и иногда турмалина (рис. 35). Характерные элементы-примеси — В, Pb, Y, Yb, W.

Направленность развития гранитоидного магматизма выражена последовательным уменьшением объемов внедрений, размеров и упрощением форм массивов; изменением вещественного состава пород от плагиоклазовых до существенно микроклиновых; обеднением магмы Al, Ca, Mg, Fe и обогащением ее Si, Na, K (рис. 33, 34); иной ассоциацией акцессориев, элементов-примесей (табл. 34) и других компонентов (рис. 36); сменой во времени типов и масштабов оруденения. С гранитоидами I фазы связано пегматитовое (Nb) и гидротермальное (Sn) оруденение, с гранитами II фазы — пегматитовое (Ta, Nb) и гидротермальное (Sn—W), а с лейкократовыми (монастырскими) гранитами III фазы — вольфрамовое.

Формация «послебатолитовых» малых интрузий пестрого состава ( $P_2-T?$ ) завершает магматическую деятельность. В ней отсутствуют рудные проявления. Мелкие тела в виде сквозных субпараллельных поясов даек северо-восточного простирания рассекают рудоносные интрузии и рудные тела (Миролюбовский, Монастырско-Аблакетский, Ленинский и др.). Комплекс может быть назван миролюбовским вместо менее удачного посткальбинского (Ерофеев, 1932; Елисеев, 1938; Морозенко, 1937; Щерба, 1957; Нехорошев, 1958; Гри-

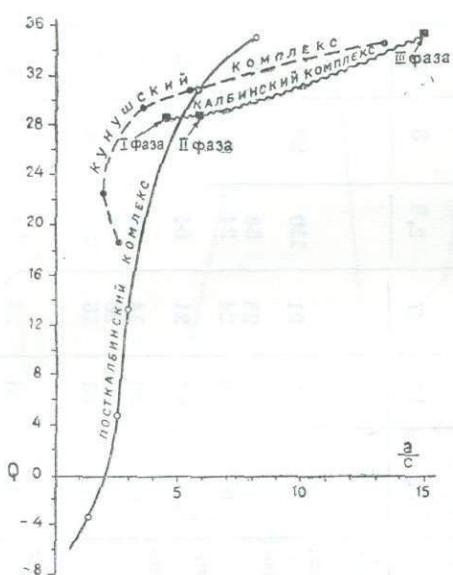


Рис. 36. Кривые кислотности — щелочности в гранитоидах Калба-Нарымской подзоны.

гайтис и др., 1959; Богданова, 1960 и др.). Преобладают дайки габбро-диабазов, диабазов, диоритовых порфиритов, гранит-порфиров и кварцевых порфиров плитообразной формы, прослеживающиеся на сотни метров и первые километры при мощности от 0,5 до 15—20 м. Довольно часты сложные зонарные тела. В Восточной Калбе резко преобладают диоритовые порфириты, монцонит-порфиры и лампрофиры, которые практически не сопровождаются постмагматическими изменениями и оруденением. В Нарыме наиболее крупный Бурлыбайский пояс (северо-восточное простирание 65—75°) рассекает не только все интрузивные образования Нарымского plutона, но и гнейсо-граниты Иртышской зоны смятия и далее прослеживается на территории Рудного Алтая.

Эволюция химического состава даек выразилась в возрастании лейкократовости, кислотности и щелочности. Валовое количество акцессориев по сравнению с аналогичными породами более ранних комплексов снижается от двух до десяти раз (рис. 35). Распространенными

элементами-примесями являются Ni, Ti, Cu, Pb; редкие и сопутствующие им элементы не характерны, что указывает на самостоятельность магматических очагов.

В Западно-Калбинской подзоне граниты «батолитовой» формации ( $P_1$ ) пользуются меньшим распространением. Они образуют ряд крупных массивов (Уштобинский, Дельбегетейский, Таастауский, Преображенский) и небольшие штоки (Уйтасский, Октябрьский и др.) с радиологическим возрастом 255—297 млн. лет (данные Я. С. Волкова).

Интузии формировались в основном в две фазы. Первая фаза представлена крупно-среднезернистыми лейкократовыми гранитами, роговообманково-биотитовыми гранитами, граносиенитами, аляскитами, жильными гранитами и аплитами. Распространенные акцессории ( $\varepsilon/t$ ): циркон (до 782), апатит (до 18), ильменит (до 64), магнетит (до 2400); в граносиенитах появляются флюорит (до 98), лимонит (до 491) и другие минералы. Характерные элементы-примеси: Cr, V, As, Bi, Sn, W, Mo.

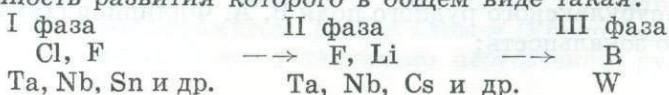
Вторая фаза выражена мелко-среднезернистыми и порфировидными биотитовыми и мусковитизированными гранитами, жильными гранитами и пегматитами. В Дельбегетейском массиве ко второй фазе отнесены мелкозернистые граниты, содержащие акцессорные — апатит, циркон, гранат, турмалин, шеелит, флюорит, сфен. Петрохимически (табл. 31) граниты II фазы близки к гранитам I фазы. В них повышенено количество кремнекислоты, свободного кварца и щелочей. Распространенные элементы-примеси: Pb, Cu, Zn, F, В и др.

По сравнению с гранитами калбинского комплекса Калба-Нарымской подзоны они характеризуются повышенной щелочностью, незначительным развитием жильных пород и бедны проявлениями редких металлов.

*Формация «послебатолитовых малых интрузий» ( $P_2$ —Т?)* в Западно-Калбинской подзоне распространена ограниченно и представлена дайками диабазов, диоритовых порфиритов, гранит-порфиров и кварцевых порфиров, которые локализуются в тектонических нарушениях северо-восточного простирания (Преображенский, Таастауский, Дельбегетейский, Октябрьский, Уйтасский массивы). Они рассекают золоторудные кварцевые жилы (рудник Октябрьский); оруденение в связи с ними не известно. Таким образом, новые данные подтверждают прежние выводы о выделении этих пород в самостоятельный комплекс, который можно сопоставить с байназорским комплексом Центрального Казахстана (Щерба, 1960) и чуйским комплексом Горного Алтая (Оболенская, 1968).

Металлогения Калба-Нарымской редкометальной зоны рассмотрена в работах многих геологов (Н. А. Елисеев, Н. К. Морозенко, И. А. Смирнов, В. П. Нехорошев, В. А. Калюжный, Ж. А. Айталиев, Г. Н. Щерба, А. П. Никольский, А. И. Гинзбург, В. И. Кузнецов, С. Г. Шавло, Ю. А. Садовский, В. А. Филиппов, Б. А. Дьячков, В. Ф. Кащеев, А. Р. Бутко и др.).

Ранее большинство авторов предполагали, что редкие металлы выделяются в заключительную фазу становления калбинского комплекса. Последующие исследования показали, что граниты калбинского комплекса сформировались в три интрузивные фазы, сопровождающиеся собственными жильными породами, метасоматитами и оруденением. Таким образом, редкометальное оруденение оказывается разновозрастным, отличается по характеру и масштабам проявления, направленность развития которого в общем виде такая:



Как уже отмечалось, субширотными и северо-западными разломами Калба-Нарымская подзона разделяется на три структурно-тектонических блока, которым отвечают Калбинский северо-западный, Центрально-Калбинский и Нарымский рудные районы. Редкометальное оруденение здесь распределено неравномерно и группируется в рудные узлы и поля, которые пространственно совпадают с участками повышенной мощности plutонов (зонами магмоподводящих каналов) в узлах сопряжения северо-западных разломов с субширотными и меридиональными.

*Нарымский рудный район* характеризуется широким развитием порфировидных гранитов и гранодиоритов I фазы (70% от объема комплекса) и средне-равномернозернистых гранитов II фазы (30%), бедным проявлением пегматитов и отсутствием гранитов монастырского типа (Щерба, 1957). Для этого района характерно оловянно-вольфрамовое оруденение кварцевожильно-грейзеновой формации. Несколько рудоносных очагов приурочено к участкам повышенной мощности plutона. В северной части массива, где вертикальная мощность гранитов составляет 10—12 км, устанавливаются многократная интрузивная деятельность, наиболее крупные жильные поля и четко выражены процессы контаминации и гибридизма; здесь же развиты значительные рудопоявления олова и вольфрама. Участки с вертикальной мощностью гранитов до 4 км сопровождаются бедным оруднением.

Гранитоиды Нарымского района специализированы в отношении олова, вольфрама и других металлов. Главными концентриаторами олова из акцессорных являются ильменит, кассiterит, апатит, циркон и флюорит, а минералами-носителями — биотит, кварц и полевые шпаты; обогащенность гранитных расплавов оловом фиксируется уже для стадии кристаллизации кварца. Бедность же исходного расплава Li, F по сравнению с гранитоидами Центральной Калбы не способствовала выносу из магмы Nb, Ta и формированию редкометальных пегматитов.

Граниты II фазы сопровождаются комплексным оловянно-вольфрамовым оруднением кварцевожильно-грейзеновой формации. Породы специализированы на олово и вольфрам. Повышенное содержание фтора в исходном гранитном расплаве способствовало выносу из магмы рудных компонентов.

*Центрально-Калбинский рудный район.* Наибольшая концентрация гранитных интрузий наблюдается в двух узлах, приуроченных к пересечениям Иртышско-Маркакольского разлома с Миролюбовским и Теректинского с Зыряновско-Серебрянским. Основное развитие получили граниты I и II фаз и сопровождающие их дайковые породы гранит-аплит-пегматитового состава, группирующиеся в крупные зоны и жильные поля (Огневско-Гремячинское, Карагино-Сарыозекское, Войлочевско-Кошеминское и др.); менее развиты (до 20% объема) граниты III (монастырской) фазы. Граниты сопровождаются процессами контаминации и гибридизма, интенсивность проявления которых зависит от структурно-тектонических условий формирования различных частей plutона. Здесь сосредоточены интересные редкометально-замещенные пегматиты.

В стороны от редкометально-замещенных пегматитов (Ta, Nb, Cs, Sn и др.) размещены кварцевожильно-грейзеновые, а затем и кварцевожильные образования с оловянно-вольфрамовым оруднением в вертикальном диапазоне более 3 км.

Для Асубулакского рудного поля В. А. Филиппов (1964) отмечает следующую зональность:

Оруденение связывается с мелкозернистыми двуслюдяными гранитами трещинного типа, обогащенными минерализаторами и редкими элементами.

Для Юго-Западного рудоносного поля (Лопатников, 1969) установлена подобная зональность:

редкометально- пегматоидные  
замещенные → кварц-полевошпатовые жилы → гидротермальные  
пегматиты

На юго-восточном фланге (Восточная Калба) в поперечном разрезе, по Б. А. Дьячкову (1967), выделяются различные по перспективности рудные ярусы. Нижний характеризуется бедным ниобий-редкометальным и оловянно-вольфрамовым оруденением, средний представлен пегматитами и гидротермальными с оловянно-вольфрамовым оруднением. В верхнем ярусе размещаются грейзеновые и гидротермальные месторождения чисто оловянного или вольфрамового типа.

Оруденение генетически связано с тремя интрузивными фазами: гранитоиды I фазы сопровождаются пегматитовым ниобий-редкометальным (Нижне-Лайбулакское месторождение) и грейзеново-гидротермальным оловянным (Чудское, Кадыrbайское) оруденением. С гранитами II фазы связано тантал-ниобий-редкометальное (Чебунтайское) и грейзеново-гидротермальное оловянно-вольфрамовое (Комсомольское, Карапшское и др.), а с гранитами III фазы — вольфрамовое грейзеново-кварцевожильное (Большевистское, Раздольненское и др.) оруденение.

Центро-Калбинский рудный район характеризуется более полным набором рудных формаций. Здесь широко развита формация редкометально-замещенных пегматитов с четырьмя подтипами: 1) микроклиновый блоковый, 2) микроклин-альбитовый (с полуцитом), 3) альбитовый, 4) альбит-редкометальный (Соловов, 1962; Лопатников, 1968). Редкометальные пегматиты, как правило, размещаются в гибридизированных гранитах I фазы, в эндо-экзоконтактах гранитных массивов, часто среди более древних интрузий, даек кунушского комплекса (Чердояк, Точка, Медведка, Сарыозек, Карааяк и др.). Такая же наложенная природа оруденения, вероятно, имеется на Дельбегетейском участке (Западно-Калбинская подзона), где оловянное оруденение накладывается на дайку гранит-порфира кунушского комплекса. Более широко распространены грейзеново-жильные руды; наряду с кварц-кассiterит-шеелитовым минеральным типом встречаются кварц-кассiterит-гюбнеритовые и кварц-турмалин-ферберитовые.

Калбинский северо-западный рудный район размещается в текtonическом блоке, ограниченном с севера Алейским, а с юга — Зыряновско-Серебрянским широтными разломами (рис. 27). Средняя вертикальная мощность plutона здесь составляет 4—5 км (рис. 37). В районе распространены граниты III (монастырской) фазы, сформировавшиеся в относительно спокойной текtonической обстановке, с неизначительным проявлением процессов контактowego метаморфизма, метасоматитов, жильных пород. Широко развита площадная микроклинизация. В отдельных текtonически ослабленных зонах были сформированы редкометальные пегматиты (Кварцевое, Комаровское) и кварцевые жилы с вольфрамитом, реже с оловом (Убино-Каиндинская группа месторождений). Здесь установлено пересечение рудоносных

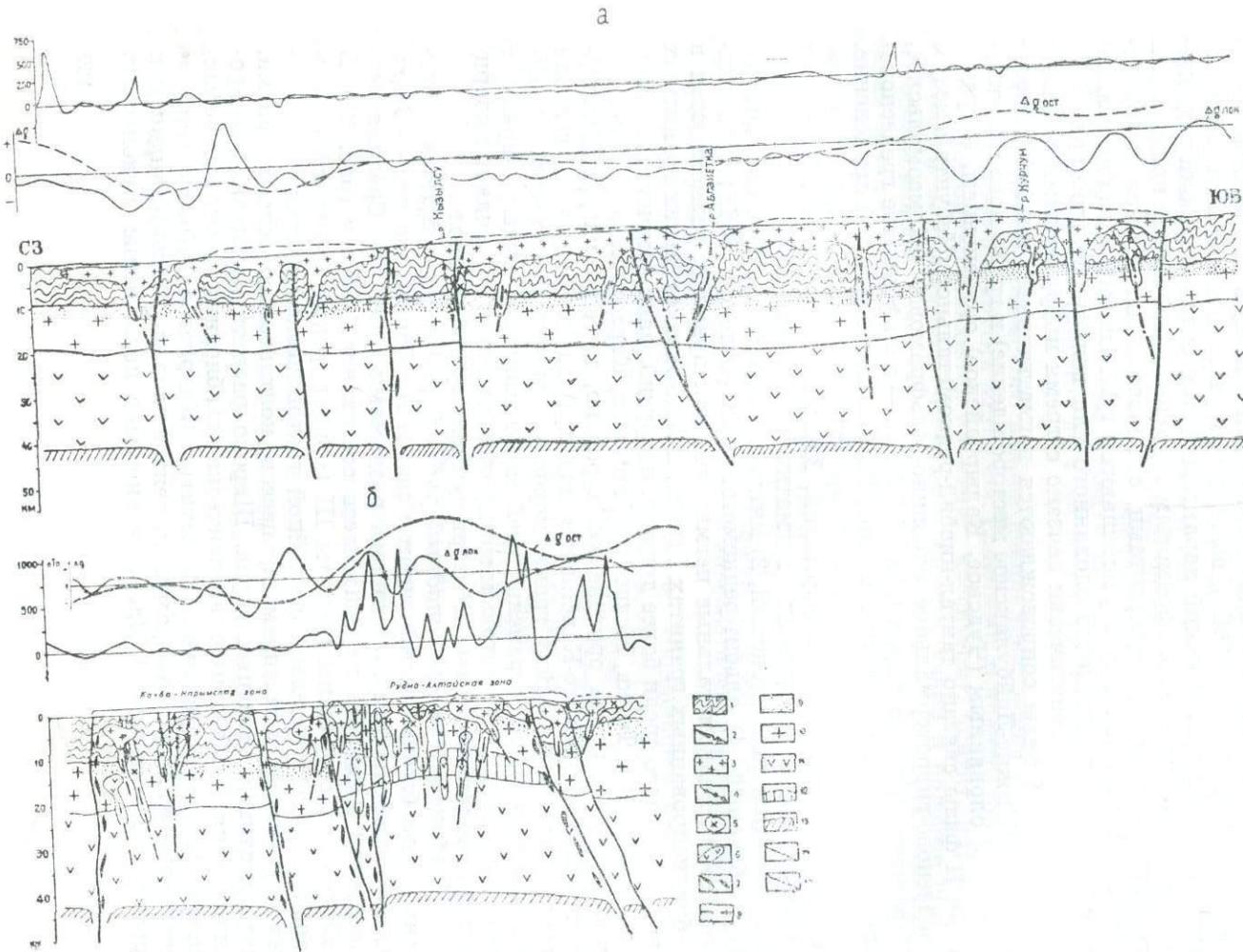


Рис. 37. а — продольный геолого-геофизический разрез через Калба-Нарымскую зону (пос. Новокопровка — пос. Чердояк); б — попечерный геолого-геофизический разрез через северо-западную часть Алтайского геотектоногенеза (г. Семипалатинск — г. Змеиногорск). 1 — складчатые образования палеозоя; 2—8 — магматические образования (2 — дайки послекалбинского интрузивного комплекса, 3 — гранитоиды калбинского комплекса, 4 — жильные породы и 5 — плагиогранит-гранодиориты кунушского комплекса, 6 — габброиды, 7 — гипербазиты, габро-диагабзы, 8 — мигматит-гнейсограниты); 9 — каледонское основание; 10 — гранитный слой; 11 — базальтовый слой; 12 — область базальтизации; 13 — подкоровый слой; 14 — глубинные разломы подкоровые и 15 — внутрикоровые.

Таблица 35

## Формации поздней стадии развития Алтайского геотектоногена

Калба-Нарымская зона				Рудноалтайская зона				Холзунско-Сарымсактинская зона		
Западно-Калбинская подзона		Калба-Нарымская подзона		Иртышская подзона		Рудноалтайская подзона		Холзунско-Сарымсактинская зона		
1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	
«Послебатолитовых малых интрузий»; $P_2$ ; аналог послекалбинского комплекса; $15 \text{ км}^2$ ; $90 \text{ км}^3$	0,1	«Послебатолитовых малых интрузий» пестрого состава; $P_2$ ; послекалбинский, мицролюбовский комплексы; $50 \text{ км}^2$ ; $300 \text{ км}^3$	0,35	«Послебатолитовых малых интрузий»; $P_2$ ; послекалбинский комплекс; $30 \text{ км}^2$ ; $180 \text{ км}^3$		0,2	«Послебатолитовых малых интрузий»; $P_2$ ; аналог послекалбинского комплекса; $35 \text{ км}^2$ ; $200 \text{ км}^3$	0,25	«Послебатолитовых малых интрузий»; $P_2$ ; послекалбинский комплекс; $20 \text{ км}^2$ ; $120 \text{ км}^3$	0,2
Гранитовая «батолитового» типа; $P_1$ ; аналог калбинского комплекса; $1700 \text{ км}^2$ ; $7000 \text{ км}^3$	3	Гранитовая «батолитового» типа; $P_1$ ; калбинский комплекс; $10\,000 \text{ км}^2$ ; $65\,000 \text{ км}^3$	6	Гранитоидная «батолитового» типа; $P_1$ ; калбинский комплекс; $1200 \text{ км}^2$ ; $4800 \text{ км}^3$	1	Гранитоидная «батолитового» типа; $P_1$ ; аналог калбинского, лениногорского комплексов; $4500 \text{ км}^2$ ; $18\,000 \text{ км}^3$	5	Гранитоидная «батолитового» типа; $P_1$ ; калбинский комплекс; $2000 \text{ км}^2$ ; $12\,000 \text{ км}^3$	3	

Примечание. В графах под цифрой 1 указаны формации, их возраст, комплекс, площадь распространения, объем; под цифрой 2 — средняя мощность, км.

пегматитовых и кварцевожильных полей гранитами монастырского типа. С последними связываются хрусталеносные камерные пегматиты, единичные рудопроявления вольфрама и монацитовые россыпи.

Общий характер развития геотектоногена, объемы слагающих формаций на поздней стадии представлены в таблице 35, а общее развитие металлогенеза — в таблице 36.

Таблица 36

Развитие металлогенеза Алтайского геотектоногена

Эпоха	Период	Рудноалтайская зона			Калба-Нарымская зона
		Иртышская подзона	Рудноалтайская подзона	Холзунско-Сарымсактинская подзона	
Раннегерцинская	Средне-верхне-девонский	—	Fe, Mn, Ba, Cu, Pb, Zn, Ag, Au, Hg	Fe, Mn, Ba, Cu, Pb, Zn	
	Нижне-карбоновый	Ni, Cr, Cu, Pb, Zn, Au	Cu, Pb, Zn	Cu, Ni, Pb, Zn	Ni, Hg, Co, Cr, Cu
Среднегерцинская	Средне-верхне-карбоновый	Au, Ag, Cu, Pb, Zn	Cu, Pb, Zn, Au		Au, Ag, Sb, Bi, W
Позднегерцинская	Нижне-пермский	Sn, W, Та и др.	W, Mo	W, Mo, Ta, Nb и др.	Sn, W, Ta, Nb, TR, As и др.
	Верхне-пермский	—	—	—	—

В Нарымской части редкометальной зоны давно описаны рудные узлы с вольфрам-оловянным оруденением (Щерба, 1957). В отличие от Калбы вольфрам здесь присутствует почти исключительно в виде шеелита. Месторождения и рудопроявления пегматитовой и кварцевожильно-грейзеновой формаций размещаются по краям Нарымского массива, обнаруживая связь с гранитами II фазы, над корневыми частями plutонов, и только на крайнем юго-востоке встречаются в апикальных частях слабо вскрытых выступов (Койтас, Тайкыр и др.).

С северо-запада на юго-восток расположены такие рудные узлы: Ленинский (пегматиты, пегматоиды и кварцевые жилы), Чердоякский, Буландинский, Бурабайский, Мысыктасский, Кемиркаинский, Такырский, Сазы-Успенский, Койтасский (грейзены и кварцевые жилы). Несомненно перспективны юго-восточный и северо-западный фланги Калба-Нарымской рудоносной зоны как менее денудированные, с наличием руд даже в надинтрузивном уровне, что обещает распространение оруденения на глубину. Имеются здесь и достаточно перспективные россыпи кассiterита и золота. Как нам кажется, не получило однозначной оценки и рудное поле Мыншункур, сложенное надинтрузивными песчаниками.

Региональная зональность, по данным Б. А. Дьячкова и В. В. Лопатникова (1968), выражена следующим образом: пегматитовое оруденение с Sn, Nb, Та и др. тяготеет к фокальным областям; оно окружено каймами с оловянно-вольфрамовым оруденением, еще дальше — с вольфрам-висмутовым.

Возвращаясь к Тигирекско-Черневинской редкометальной зоне, отметим, что рудоносные гранитоиды калбинского типа распространялись за пределы Холзунско-Сарымсактинской структурно-фациальной подзоны и проникли в бортовую часть массивных каледонид Горного Алтая, создав северо-восточные Белокурихинское, Коккульское и Чиндагатуйское ответвления (Щерба, 1957), отвечающие по своему характеру каркасному геотектоногену.

Продуктивные надинтрузивные и апикальные области оказались большей частью сденудированными. Сохранившиеся месторождения и рудопроявления в пределах зоны группируются в рудные узлы с северо-запада на юго-восток: Колыванский, Тигирекский, Белорецкий, Тургусунско-Черневинский. В Горном Алтае это еще Коккульский, Чиндагатуйский и Калгутинский рудные узлы. Внутри гранитных массивов преобладают Mo, W, Bi, а выше появляются попутные As, Cu, Zn. Они описаны многими исследователями, а в последние годы — В. А. Лукиным (1970), А. Н. Леонтьевым (1961), В. В. Потапьевым (1965), Н. Н. Амшинским и др. Обобщение дано А. Н. Леонтьевым (1969) в специальной монографии. Оруденение выражено образование пегматитовой, скарново-карбонатно-грейзеновой и кварцевожильно-грейзеновой формаций. Здесь широко представлен молибден, которого нет в Калба-Нарыме, но зато практически отсутствует олово. Другие элементы (W, Nb, Ta, Bi, Cs и др.) отмечаются в обеих зонах.

Различие в металлоносности сходных и одновозрастных гранитоидов разных зон вызвано двумя причинами: неодинаковым характером разреза ЗК, на котором развивалась герцинская ГПЗ (мощный консолидированный каледонский ороген на северо-востоке и менее мощная ЗК на юго-западе), и несколько иным типом развития («эвгеосинклинальным» на северо-востоке и «миогеосинклинальным» на юго-западе). Эти причины привели к различиям геохимического профиля обеих зон даже на поздней стадии развития.

## НОВАЯ СТРУКТУРА

В результате проявления герцинского тектоногенеза на юго-западе Алтая возникла новая структура, резко отличающаяся от древнего денудированного массива. Этот линейный геотектоноген протянулся на 800 км и трассируется по полосовым магнитным и гравиметровым аномалиям даже под покровом рыхлых отложений Западно-Сибирской низменности, а в северо-западном направлении — вплоть до пересечения с субмеридиональным Центрально-Казахстанским глубинным разломом.

Сложная история формирования Алтайского геотектоногена и его последующего преобразования в киммерийское и альпийское время может быть восстановлена с помощью анализа последовательных событий. Современные геофизические поля отражают лишь итоговый интегрированный результат преображаемой аномалии в геологическом пространстве (Косыгин, 1969). Именно по этой причине современные геофизические поля далеко не всегда отражают древние структуры и обычно обнаруживаются несовпадения. Особенно отчетливо такое несоответствие проявлено на Алтае. Несмотря на это, все же удалось получить определенные данные о глубинном строении ЗК, отличающемся большей стабильностью. К сожалению, здесь пока отсутствует сейсмическое профилирование.

Анализ геолого-геофизических данных по Юго-Западному Алтаю (Любецкий, Иванкин, Сериков, Ревякин, Нашихаль, Булин и др.) показывает, что в раннегерцинское время в каледонском основании воз-

никли зоны растяжения с серией глубоко проникающих разломов (до 40—55 км) северо-западного и субширотного направления (Северо-Восточный, Белорецко-Маркакольский, Лениногорско-Семипалатинский, Миролюбовский и др.; рис. 27). По этим глубинным разломам в девоне произошло опускание блоков ЗК, обусловившее переход денудированного каледонского орогена в новый герцинский цикл развития, завершившийся в верхней перми — триасе.

Первопричиной специфики герцинского геологического-структурного развития Алтая явились неравномерные глыбовые перемещения каледонского основания в результате растяжения, общего прогибания, преобразования колонны ЗК и последующего поднятия, а также формирование герцинского орогена. Еще в каледонское время в центре была заложена Иртышская зона глубинных разломов с проявлением магматизма и полиметаморфизма. Вследствие этого возник крупный линейно-вытянутый вал, который в герцинское время представлял собой барьер, разделявший соседние зоны, где накапливались различные осадки и внедрялись интрузивные массы.

Напряжения сжатия — растяжения сопровождались разрывами и образованием вытянутых к северо-западу ромбовидных блоков и динамометаморфизмом пород вдоль продольных глубинных разломов. В ослабленных зонах между блоками многократно изливались лавы и внедрялись дайкообразные интрузии, служившие своего рода магмоводами.

Анализируя результаты приращения мощности и объемов формаций по стадиям развития Алтайского геотектоногена (табл. 37), можно отметить следующее. Приращение объема структуры герцинского геотектоногена составляет около 730 тыс. км<sup>3</sup> при средней мощности приращения герцинид 8 км, что подтверждает и количественная интерпретация данных гравиразведки и сейсморазведки. Поступило материала из глубин около 340 тыс. км<sup>3</sup> (47%), что соответствует около 3,5 км приращения мощности. На такую же величину приподняты границы обменных волн в мантии (Булин, 1968).

Сedimentный материал, поступивший вследствие разрушения каледонского орогена и вулканогенно-осадочного вещества, составил около 400 тыс. км<sup>3</sup>, что обусловило приращение мощности геотектоногена на 4,5 км. Глубина денудации прилегающих каледонских блоков, по геологическим и геофизическим данным, определяется величиной 6—8 км, что обеспечило приращение герцинской структуры за счет латерального перераспределения вещества.

Для установления величин разрастания геотектоногена по стадиям подсчитывались первоначальные суммарные объемы накопившихся горных пород. Для определения размеров расширения новой структуры в поперечном направлении учитывались сугубо ориентировочная мощность дайкообразных тел магматитов и мощности корневых частей крупных массивов. Морфология гранитоидных интрузий в первом приближении определялась, по геофизическим данным, в виде верхней, уплощенной части вертикальной мощностью 2—8 км и нижней, клинообразной корневой части, уходящей на глубины 8—14 км. Мощность корней массивов по Рудному Алтаю и Калба-Нарымской зоне вычислялась на основе комплексной количественной интерпретации данных сейсморазведки (МОВ), гравиразведки, магниторазведки (Ревякин, 1968; Аношин, 1970; Сериков, 1968; Нахтигаль, 1970 и др.).

По результатам вычисления горизонтальной мощности интрузивных тел указанным способом разрастание в латеральном направлении на ранней стадии развития определено в 9—10 км, в том числе по

Таблица 37

**Приращение верхней части Алтайского (юго-западного) геотектоногена  
за герцинский цикл, км<sup>3</sup>**

Стадия развития	Породы	Калба-Нарымская зона			Рудно-Алтайская зона			Всего по геотекто- ногену
		Западно-Калбин- ская подзона	Калба-Нарым- ская подзона	Всего по зоне	Иртышская под- зона	Рудно-Алтай- ская подзона	Холзунско-Са- рымсактинская подзона	
Поздняя (орогенная)	Седимент- ные	—	—	—	—	—	—	—
	Вулкано- генные	—	—	—	—	—	—	—
	Интузив- ные	7100	65300	72400	5000	18200	12100	35300 107700
	Сумма	7100	65300	72400	5000	18200	12100	35300 107700
Средняя (инверсион- ная)	Седимент- ные	4800	1200	6000	200	1400	1300	2900 8900
	Вулкано- генные	—	—	—	—	2000	—	2000 2300
	Интузив- ные	1500	2500	4000	4000	26000	1100	31100 34800
	Сумма	6300	3700	10000	4200	29400	2400	36000 46000
Начальная	Седимент- ные*	103700	100000	203700	47400	73300	63200	183900 387600
	Вулкано- генные**	27200	—	27200	—	77400	23100	100500 127700
	Интузив- ные	8000	4200	12200	16200	6200	20000	42400 54600
	Сумма	138900	104200	243100	63600	156900	106300	326800 569900
Общий прирост	Седимент- ные*	108500	101200	209700	47600	74700	64500	186800 396500
	Вулкано- генные**	27200	—	27200	—	79400	23100	102500 129700
	Интузив- ные	16600	72000	88600	25200	50400	33200	108800 197400
	Сумма	152300	173200	325500	72800	204500	120800	398100 723600

\* Сюда вошли и вулканогенно-осадочные и вулкано-химические отложения, достигающие половины седиментных.

\*\* Собственно магматические. Включен сденудированный слой.

Рудному Алтаю — 8 км. В среднюю стадию расширение произошло на те же 9—10 км и в основном также за счет Рудного Алтая (8—9 км). Наибольшее расширение структуры (18—19 км) отмечено в позднюю (орогенную) стадию развития, причем значительных размеров достигли уже Калба-Нарымская зона (9—10 км) и Холзунско-Сарымсактинская подзона. В целом Алтайский геотектоноген разросся на 35—40 км (20 %) в самом широком месте, а в среднем — на 21 км.

Таким образом, в результате завершения герцинского цикла тектона генезис Алтай стал представлять собой новую структуру с разбитым на блоки, частично регенерированным каледонским основанием, раздвинутым и заполненным герцинскими породами. Продукты колонны преобразования стали более кислыми по сравнению с каледонскими.

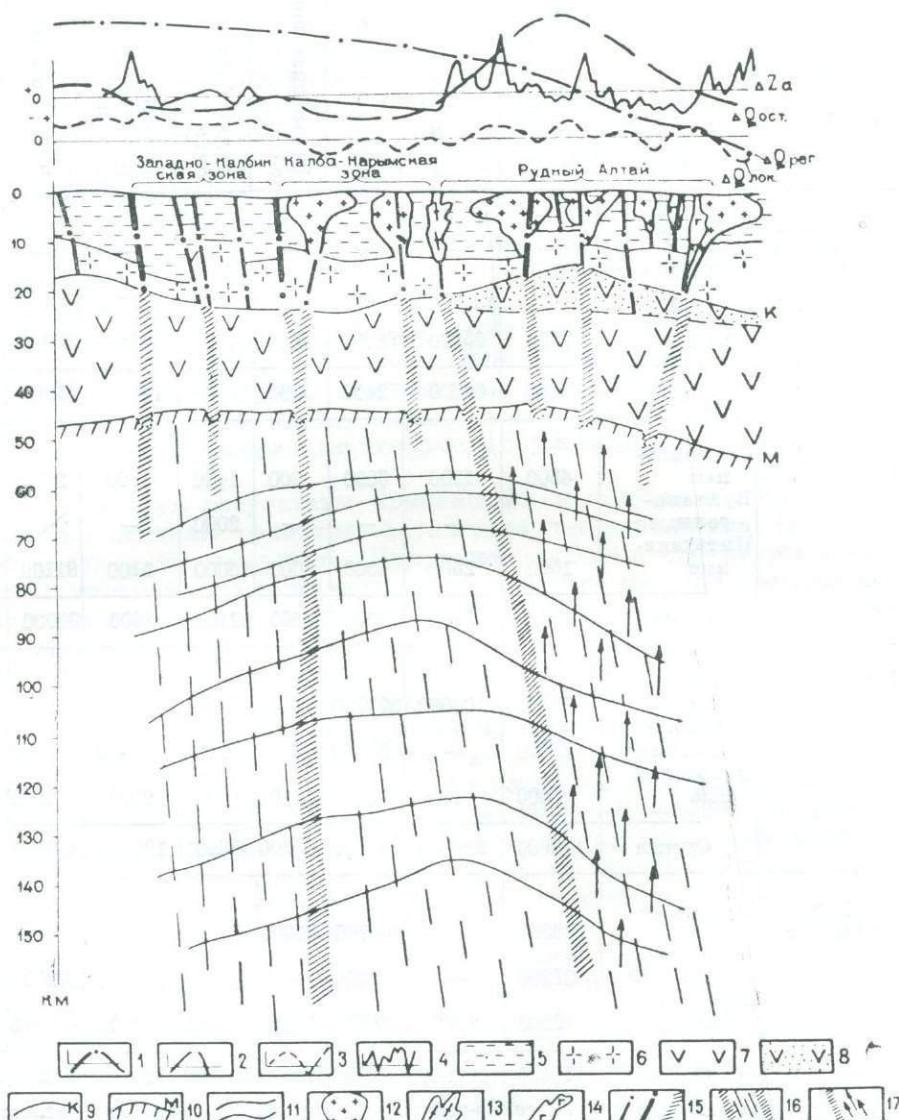


Рис. 38. Глубинный геолого-геофизический разрез через центральную часть Алтайского геотектоногена (с использованием материалов Н. К. Булина, 1969). 1—4 — графики (1 — региональной, 2 — остаточной и 3 — локальной составляющих силы тяжести, 4 — магнитного поля); 5—8 — основные слои ЗК (5 — седиментный, 6 — гранитно-метаморфический, 7 — базальтовый, 8 — «надбазальтовый»); 9—11 — границы (9 — Конрада, 10 — Мохоровичча, 11 — обменных волн в верхней мантии); 12—14 — интрузивные образования (12 — гранитоиды, 13 — гранито-гнейсы, 14 — габброиды); 15 — глубинные разломы; 16 — области миграции вещества; 17 — направление интенсивного преобразования верхней мантии.

В настоящее время, после киммеро-альпийских движений, Алтайский геотектоноген все еще четко отражается в гравитационном и магнитном полях. Отрицательное поле быстро убывает на восток и юго-восток. На его общем фоне выделяются аномальные линейно-вытянутые зоны положительных (Рудный Алтай) и отрицательных (Калба-Нарымская зона) значений. Они ограничены узкими линейно-вытянутыми полосами высоких горизонтальных градиентов силы тяжести, пространственно совпадающими с глубинными разломами (Северо-Восточный, Иртышский, Теректинский и Чарский; рис. 27).

**Рудноалтайская положительная аномальная зона** ограничена двумя глубокими минимумами силы тяжести: Колывань-Белоубинско-Сарымсактинским (Холзунско-Сарымсактинская подзона) и Калба-Нарымским (Калба-Нарымская подзона).

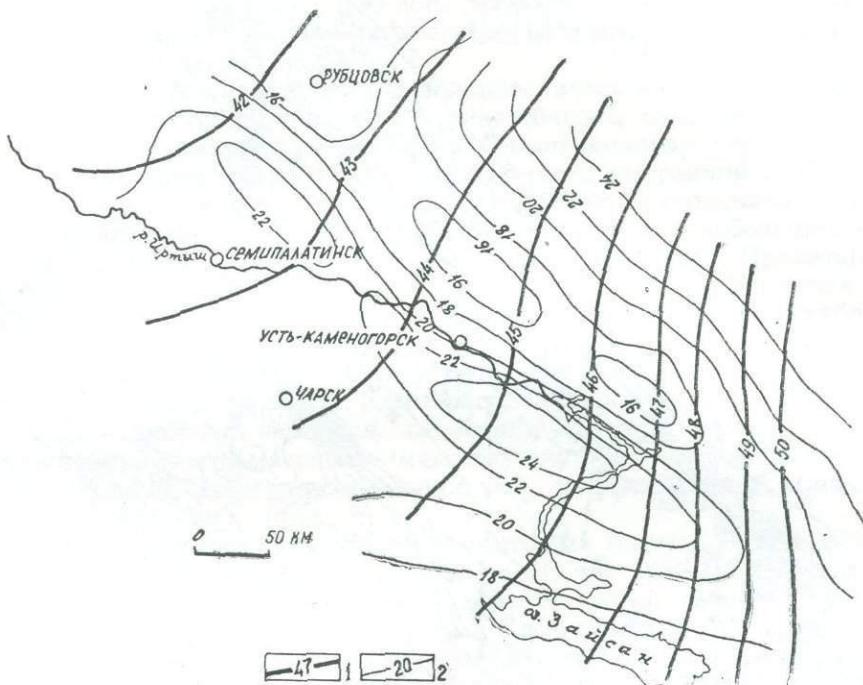
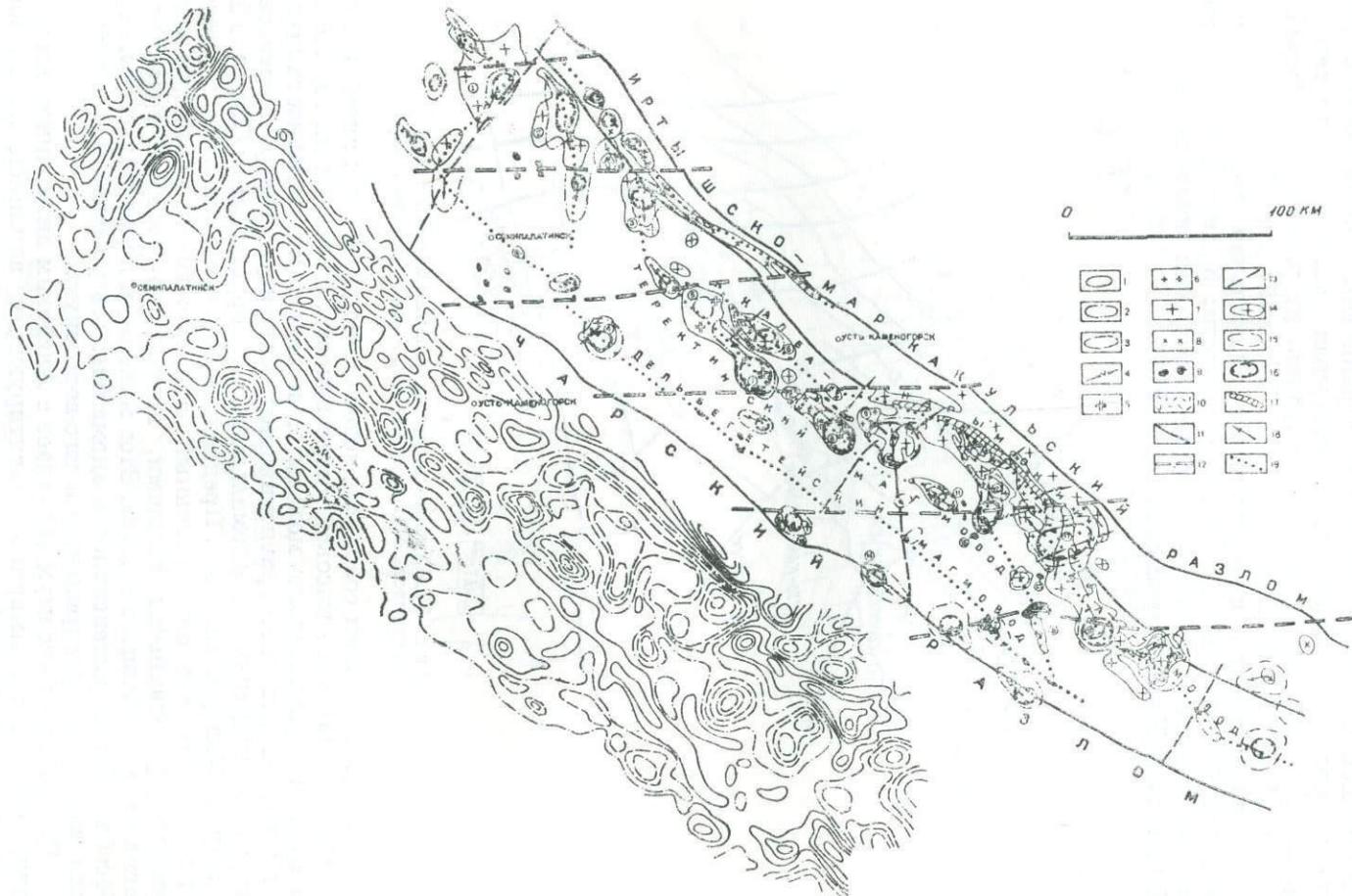


Рис. 39. Глубина залегания границ земной коры.  
1 — поверхность Мохоровичича; 2 — поверхность Конрада.

С Рудным Алтаем совпадает полоса положительных аномалий силы тяжести наиболее высокой интенсивности. Несмотря на то, что зона сложена сравнительно молодыми и менее метаморфизованными толщами, ей отвечает гравитационный максимум, в 2,5 раза превосходящий по интенсивности аномальные зоны Горного Алтая (Талицко-Теректинско-Холзунская зона). Предполагается, что в основании Рудного Алтая залегает консолидированный блок, сложенный плотными высокометаморфизованными толщами, интенсивно импрегнированными магматитами основного состава. Этот максимум подразделяется на три обособленные по интенсивности аномалии: северо-западную (Рубцовский максимум), центральную и юго-восточную.

Рубцовский максимум совпадает с Алейским антиклиниорием; его можно связать с суммарным гравитирующим влиянием локального поднятия базальтового слоя, с выступающим додевонским фундаментом и наличием на глубине сложно дифференцированного гранитоидного plutона.



Центральная аномалия в стержневой части Рудного Алтая — это либо гребневидное поднятие базальтового слоя (не подтверждается сейсмологическими данными), либо суммарное воздействие пород фундамента и значительных масс интрузий габбро-диорит-гранодиоритов.

Юго-восточная аномалия совпадает с погружением поверхности К (рис. 26, 39).

Калба-Нарымская зона отрицательных аномалий имеет протяженность свыше 400 км и ширину 120—180 км. В поперечном направлении она подразделяется на две подзоны: глубокого гравитационного минимума, пространственно совпадающего с поясом гранитоидов, и относительно умеренного минимума на площади Западно-Калбинской подзоны (рис. 37, 38).

Калба-Нарымский минимум почти в два раза интенсивнее Холзунско-Сарымсактинского (где есть также пояс гранитоидов). Строение ЗК характеризуется глубоким прогибом базальтового слоя (рис. 26, 40) и отсутствием четкой границы К.

Гравитационный минимум подразделяется на три аномалии: северо-западную, центральную и юго-восточную, совпадающие с одноименными структурными блоками. Северо-западная аномалия имеет невысокую интенсивность и характеризуется умеренной глубиной залегания границы К (18—20 км). В ее пределах по локальным минимумам выделяются уплощенные гранитные массивы с небольшой вертикальной мощностью в 2—6 км (Ново-Шульбинский, Пролетарский, Монастырский и др.), увеличивающейся к юго-востоку. Корневая часть массивов, как правило, смещена также к юго-востоку и углубляется на 4—6 км.

В центральной аномалии устанавливается наибольшее прогибание границы К (22—26 км). Здесь расположены штокообразные массивы с максимальной глубиной залегания нижних кромок до 14 км. Уплощенная часть массивов имеет толщину 1,5—5 км (Тастюбинско-Чебундинский, Центрально-Калбинский, Миролюбовский, Сибинский и другие массивы).

Юго-Восточная аномалия приходится на Нарым. Граница К залегает на глубине 22—24 км. Мощность ЗК, по данным сейсмологии, 52—56 км. Локальные минимумы силы тяжести отвечают гранитным массивам (Нарымский, Бурабайский, Калгутинский, Кемиркаинский), имеющим крутое падение корней на юго-восток и глубину нижних кромок до 12 км (Любецкий, Логунов, Настигаль, 1970). Штокообразные тела тяготеют к юго-западному борту подзоны, а пологие плитоидные массивы — к осевой и северо-восточной частям. Массивы гра-

Рис. 40. Размещение гранитоидов и главных магмоводов Калба-Нарымской зоны (по геолого-геофизическим данным). 1—3 — локальные аномалии силы тяжести (1 — положительные, 2 — нулевые, 3 — отрицательные); 4—10 — магматические образования: 4 — дайки послекалбинского комплекса, 5—7 — граниты калбинского комплекса (5 — третьей, 6 — второй и 7 — первой фаз), 8 — гранитоиды Иртышской зоны смятия, 9—10 — магматиты кунушского комплекса (9 — плагиограниты, гранодиориты, 10 — липаритовые и дацитовые порфирьи); 11—13 — дизьюнктивы (11 — краевые продольные и 12 — поперечные глубинные разломы, 13 — разломы более высокого порядка); 14—17 — контуры интрузий (14 — выходящих на поверхность, 15 — скрытых на глубине 2—6 км, 16 — корневые части интрузий изометричной формы, 17 — то же, клиновидной формы); 18 — направление перемещения гранитоидных масс; 19 — главные магмоводы.

Название массивов (цифры в кружках): 1 — Глуховский, 2 — Дмитриевский, 3 — Шульбинский, 4 — Дельбетейский, 5 — Дунгалинский, 6 — Пролетарский, 7 — Монастырский, 8 — Сибинский, 9 — Ешкюльмесский, 10 — Чебундинский, 11 — Каиндинский, 12 — Комсомольский, 13 — Тастауский, 14 — Преображенский, 15 — Раздольниковский, 16 — Миролюбовский, 17 — Нарымский, 18 — Кунушский, 19 — Нижне-Курчумский, 20 — Бурабайский, 21 — Кемиркаинский.

ников I фазы представлены в основном плитовидными и грибообразными формами; штокообразные массивы чаще принадлежат II фазе.

К юго-западу Калба-Нарымский гравитационный минимум сменяется параллельной линейной Западно-Калбинской аномальной подзоной слабых положительных и отрицательных аномалий. На границе небольшое повышение гравитационного поля объясняется локальным поднятием додевонского фундамента (Шестак, 1969). Здесь предполагается наличие скрытого пояса интрузий.

Развитие этой зоны отличалось от развития Рудного Алтая. Если в Рудном Алтае имело место умеренное прогибание, а затем происходили раздвигание и интенсивная магматизация, то для Калба-Нарымской зоны было характерно длительное устойчивое прогибание. Магматизм проявился очень поздно в виде мощных гранитоидных интрузий.

Иртышская подзона фиксируется уступом в базальтовом слое амплитудой 2—4 км. Разлом трассируется более чем на 800 км, на юго-востоке он сочленяется с Кара-Иртышской зоной разломов (Некрасов, 1966), а на северо-западе пересекается Токрауским разломом Центрального Казахстана. Нарушение границ фиксируется и в верхней мантии до глубин свыше 160—220 км; падение разлома крутое на северо-восток, под Рудный Алтай.

С юго-запада Алтайский геотектоноген ограничивается Чарским глубинным разломом, прослеженным на 250 км. Северо-западнее он увязывается с Горностаевским поясом ультрабазитов, на юго-востоке, по геофизическим данным, прослеживается еще почти на 250 км. Разлом очень четко трассируется по положительным магнитным аномалиям, связанным с ультрабазитами, и, по сейсмологическим данным, является разрывной структурой подкорового заложения. С северо-запада на юго-восток офиолитовый пояс сменяется граносиенитовыми интрузиями.

Северо-Восточный краевой глубинный разлом (рис. 27), ограничивающий геотектоноген с северо-востока, трассируется на протяжении 500 км. Он состоит из ряда ветвей, большая часть которых устанавливается либо геофизическими методами, либо следится по поясам габбро-диабазовых интрузий. В поверхности К имеется уступ амплитудой 2—3 км. По сейсмологическим данным, глубина проникновения его достигает 180—220 км, падение крутое на северо-восток, в сторону Горного Алтая (рис. 38).

Менее крупные разломы — Теректинский, Западно-Калбинский, Волчининский и другие — выделяются и трассируются зонами больших градиентов силы тяжести, играют важную роль в локализации интрузивов.

Выделяются также субширотные разломы древнего заложения, значительная часть которых была подновлена в альпийское время (Алейский, Снегиринско-Шемонаихинский, Лениногорско-Семипалатинский, Зыряновско-Серебрянский, Миролюбовский, Калгутинский и др.). Они имеют большую протяженность (сотни километров). С ними связаны интенсивные деформации в виде зон смятий и систем разрывных нарушений. В отличие от северо-западных нарушений большая их часть не находит прямого отражения в региональных магнитных и гравитационных полях, но хорошо фиксируется по резкой смене и обрыву аномальных зон северо-западного направления (Алейский, Лениногорско-Семипалатинский, Зыряновско-Серебрянский и др.). Субширотные нарушения, как правило, смещают северо-западные, ограничивают интрузивные тела, однако интенсивность деформаций и магматизация в них значительно меньшие. Кроме того, выделяются

разломы субмеридионального и северо-восточного направлений, менее четко отраженные в физических полях. Они контролируют большое количество интрузивов и дайковых полей.

Значительное место в формировании структуры занимает определенный тип нарушений — магмоводы северо-западного, субширотного, меридионального и северо-восточного направлений. Они трассируются цепочками интрузий и субвуликанитов, причем магматические тела не всегда выходят на эрозионный срез. Изученные физические свойства интрузий разного состава позволяют обнаруживать скрытые тела.

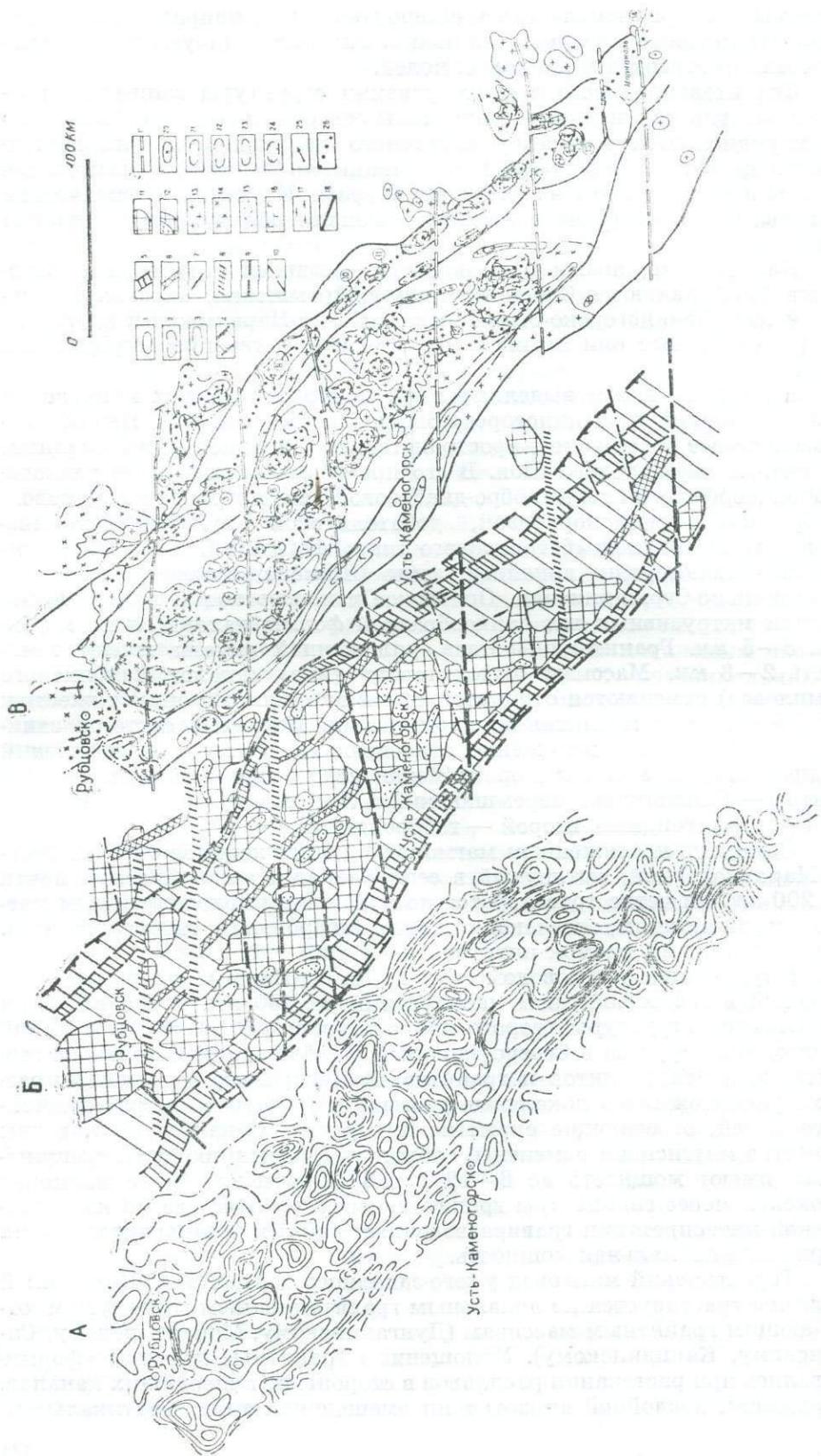
Наиболее крупными магмоконтролирующими структурами (Кузнецов, 1970) являются Северо-Восточная, Иртышская, Чарская, Рудноалтайская, Лениногорско-Зыряновская, Калба-Нарымская и другие зоны разломов. Все они активно развивались в течение герцинского цикла.

На Рудном Алтае выделяются два наиболее крупных магмовода: Рудноалтайский и Лениногорско-Зыряновский (рис. 41). Первый занимает осевое положение и пространственно совпадает с гребневидным поднятием базальтового слоя. В его пределах локализуются разнообразной морфологии тела габбро-диабазовой, плагиогранит-порфировой, габбро-диорит-гранодиоритовой, добаволитовой вулкано-плутонической и гранитоидной «батолитового типа» формаций. Отдельные интрузии создают узкие линейные зоны (Шемонаихинско-Секисовская, Волчихинско-Сержихинская, Орловско-Опенышевская и др.). Нижние кромки интрузивных тел дайкообразной формы находятся на глубинах 3—5 км. Гранитоидные тела уплощенной формы имеют мощность 2—3 км. Массивы «батолитового типа» (аналог калбинского комплекса) отмечаются отрицательными аномалиями силы тяжести и отрицательными магнитными аномалиями. Корневые системы занимают диагональное положение относительно главных направлений Рудного Алтая. У Лениногорско-Зыряновского пояса выделяются два центра — Синюшинско-Черемшанский и Локтевско-Зыряновский; первый — гранитоидный, второй — габброидный.

Одним из протяженных магмоподводящих каналов был Белорецко-Маркакольский, вытянутый в северо-западном направлении почти на 200 км. Он четко трассируется по локальным положительным магнитным аномалиям, отвечающим телам габроидов и габбро-диоритов. Глубина нижних кромок интрузий 5—7 км.

Крупнейшим магмоводом служил Калба-Нарымский разлом, вытянутый в северо-западном направлении на 450 км. В его пределах выделяются структуры второго порядка (рис. 40). Калба-Нарымский разлом трассируется в Северо-Западной Калбе цепочкой массивов габроидов, плагиогранитов и гранитов. В Центральном блоке вдоль разлома расположились локальные аномалии магнитного и гравитационного полей, отвечающие скрытым интрузиям. Обнаженные массивы гранитов интенсивно изменены, сложно дифференцированы, трещиноваты, имеют мощность до 8—12 км. В Нарымском блоке магмовод проходил через гипоцентры гранитоидных массивов, где по количественной интерпретации гравиразведочных данных устанавливаются их корни и максимальная мощность.

Теректинский магмовод у юго-западного борта Калба-Нарымской подзоны трассируется по локальным гравитационным минимумам, отвечающим гранитным массивам (Дунгалинскому, Монастырскому, Сибинскому, Каиндинскому). Уплощенные гранитные массивы сформировались при растекании расплавов в стороны от подводящих каналов, в условиях послойной анизотропии вмещающих толщ, вертикального



их раздвигания с образованием камер при наклонном положении блоков фундамента. Поступление гранитного расплава происходило по клинообразным каналам, расположенным в острых углах пересечения северо-западных и субширотных разломов.

В Калба-Нарымской зоне выделяется еще Дельбегетейский магмовод, трассируемый относительно небольшими по размерам гранитоидными массивами и полосой даек средне-кислого состава, основная часть которых не выходит на современный эрозионный срез и залегает на глубинах от первых сотен метров до километра. На поверхности имеются зоны ороговиковых и гидротермально-измененных пород.

Значительные магматические образования располагаются в узлах пересечения основных магмоводов с субширотными и меридиональными разломами, по которым отходят апофизы интрузивных тел. Интрузивы, как правило, локализуются в острых углах блоков.

Сформированная герцинская структура была в сильной степени изменена последующими тектоническими движениями мезозоя и кайнозоя. В результате интенсивно проявилась глыбовая тектоника и образовалась молодая Алтайская структура. Значительные объемы герцинского геотектоногена были сдэнудированы, рыхлые кайнозойские толщи накопились только в отдельных прогибах и представляют лишь небольшую часть удаленной массы структуры.

Молодые движения преобразовали и еще более усложнили структуру геотектоногена. Современная Алтайская горная область — результат проявления альпийского цикла развития ЗК. Поэтому в региональном гравитационном поле обнаруживается уменьшение силы тяжести в направлении к высокогорным областям с абсолютными отметками 1000—4000 м. Современный рельеф поверхности М коррелируется с морфологией горной области Алтая и совершенно не совпадает с планом герцинских и каледонских структур.

Интересные данные получены по двум упомянутым сейсмологическим профилям, пересекающим Алтай с юго-запада на северо-восток. Установлена слабая дифференцированность кристаллической коры по упругим свойствам. Границы обмена рисуют крупную, круто падающую на северо-восток зону. Глубина проникновения ее более 220 км. В сторону структур Горного Алтая все основные границы раздела ЗК имеют тенденцию к погружению, центр которого располагает-

Рис. 41. Геофизические поля и размещение интрузивных образований Рудноалтайской зоны.

А — план локальных аномалий силы тяжести (1 — положительные, 2 — нулевые и 3 — отрицательные изолинии).

Б — схема аномального магнитного поля. 4 — аномальная зона преимущественно положительного магнитного поля; 5 — полосовые аномалии магнитного поля высокой интенсивности; 6 — системы положительных аномалий; 7 — единичные узлокальные положительные аномалии; 8—10 — региональные осложнения магнитного поля (8 — подвороты аномальных зон, 9 — резкая смена магнитного поля и 10 — обрыв одиночных аномалий); 11 — положительные аномалии, отвечающие гранитоидным plutонам; 12 — локальные понижения в центре области.

В — размещение интрузивных массивов и главных магмоводов. 13—17 — интрузивы (13 — граниты, 14 — гранодиориты, плагиограниты, 15 — порфиры, 16 — габброиды, 17 — гнейсо-граниты); 18 — продольные краевые и 19 — поперечные глубинные разломы; 20—24 — контуры интрузий (20 — выходящих на поверхность, 21 — скрытых гранитных, 22 — гранодиоритовых и 23 — габброидных интрузий на глубинах 2—6 км, 24 — корневые части интрузий); 25 — направление перемещения магматических расплавов; 26 — главные магмоводы.

Название массивов (цифры в кружках). 1 — Каменский, 2 — Красноалтайский, 3 — Убинско-Белореченский, 4 — Саввушкинский, 5 — Шемонаихинско-Секисовский, 6 — Волчихинский, 7 — Синюшинский, 8 — Белоубинский, 9 — Малоульбинский, 10 — Тургусунский, 11 — Черневинский, 12 — Черемшанский, 13 — Сарымсактинский, 14 — Ушкур-Мынкерский.

ся в середине Алтайского горного поднятия («корни» гор). Здесь же отмечается наиболее поднятая часть свода — свыше 3800—4000 м, по периферии которого абсолютные отметки снижаются до 700—500 м.

Основные молодые тектонические нарушения располагаются в виде веера с центром в середине поднятия Горного Алтая (Ерофеев, 1969). В отличие от северо-западных герцинских структур для неотектонических движений характерны перемещения по субширотным разломам, особенно четко проявленным на границе Рудного и Южного Алтая, Калба-Нарымского района, где трассируется крупная зона Нарымского разлома. Вдоль уступов Нарымского разлома откартирована зона брекчирования, катаkläза и милонитизации мощностью до 500 м. Здесь отмечается горизонтальное смещение контактов интрузий и палеозойских осадочных толщ с амплитудой до 3 км. По геофизическим данным, вертикальное смещение по разлому составляет 2—3 км. Крупным нарушением широтного направления является также Обручевский надвиг в Лениногорском районе, где вертикальные перемещения превышают 3 км. Современная долина р. Иртыша в районе пос. Шульба контролируется субширотными дизъюнктивами. Она расположена почти в 7 км северо-восточнее древнего русла и приподнята на десятки метров.

Менее интенсивно проявлены молодые нарушения меридионального направления.

Для большинства альпийских тектонических блоков характерны вертикальные восходящие разноамплитудные перемещения и даже надвигание их на четвертичные отложения (Жельдырыкский и Асубулакский разломы Центральной Калбы, Обручевский надвиг в Лениногорске, Арсан-Талды в Зайсане). Слабые проявления молодого вулканизма, наличие горячих источников, иногда с повышенными содержаниями радиоактивных элементов, позволяют предполагать, что магматизм альпийского времени развился главным образом в скрытой форме на более глубоких горизонтах ЗК, сопровождался изостатическим выравниванием горной области. Процессы преобразования ЗК в альпийский цикл продолжаются и в настоящее время, что подтверждается сейсмичностью, термическими явлениями, преобразованием гидрографической сети и омоложением рельефа.

## Глава 4

### РАЗВИТИЕ ГЕОТЕКТОНОГЕНОВ, ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ

#### СТРОЕНИЕ ОСНОВАНИЯ

Анализ истории развития трех линейных геотектоногенов позволяет наметить общие закономерности их формирования, главными из которых являются ступенчатость и периодизация в развитии.

С позиции гипотезы ступенчатого развития ЗК важное значение имеет строение основания, в котором разрасталась очередная, более поздняя подвижная зона. Как показано выше, основание это было разным по уровню развития и неоднородным на всем протяжении каждой зоны, поскольку к тому времени ЗК претерпела многократную перестройку, имела блоковую структуру. Именно по этой причине эффект воздействия очередной ГПЗ на земную кору, даже если направленность и ритмика процесса одинаковые, был несколько различным по своим последствиям. Это различие выражалось в изменении состава формаций в пространстве, смене фациального облика и разреза, изменении состава магматитов и т. д. не только в разных геотектоногенах, но и в каждом из них.

Важно подчеркнуть, что к моменту проявления каледонских и герцинских ГПЗ слоисто-блочная земная кора достигла зрелости континента, была консолидирована и в то же время обладала резкой неоднородностью; позднее она расчленялась в каждом цикле на блоки, испытывавшие разные по амплитуде вертикальные перемещения (главным образом, поднятия!) и поэтому сденудированные на различную глубину. Еще добавим, что накладывавшиеся новые структуры занимали преимущественно косое или иногда поперечное направление по отношению к древним, т. е. в большинстве случаев сопряженное или даже несогласное. Лишь в некоторых блоках устанавливаются непрерывный разрез отложений и переход фаций предыдущего цикла к новому (трог Успенского, отдельные зоны и подзоны Алтайского геотектоногенов), т. е. фаций предыдущей поздней орогенной стадии к начальным нового цикла. Такие переходы не единичны, они частично отражены на формационной карте под ред. Л. И. Боровикова (1968) и описаны в последней сводной работе Р. А. Борукаева (1970). В большинстве случаев отмечаются незавершенность стадий и даже циклов, перерывы, выпадение структурных подэтажей, значительная денудация, вскрывающая иногда глубокие зоны метаморфизма предыдущего цикла (Тектурмассский, Чу-Илийский каледонские геотектоногены).

Сопоставление данных, полученных при ГСЗ, по соседним континентальным блокам позволяет предположительно оценить исходные типы разрезов и мощность ЗК, существовавшие к началу очередного тектонического цикла (табл. 38). Мощности ЗК наименьшие для Жа-

Таблица 38

## Строение и состав структурного основания зон

Показатели	Успенская зона	Чу-Илийская зона		Алтайская (юго-западная) зона
		Жалайр-Найманская подзона	Чу-Илийская подзона	
Тип разреза ЗК	Орогенный континентальный	Промежуточный и континентальный	Орогенный континентальный	Орогенный континентальный
Возраст	Байкальско-калевонский	Протерозой — рифейский	Рифейский	Калевонский
Состав	Морские карбонатно-кремнисто-терригенные и основные вулканиты, магматиты основного, среднего и кислого состава, гнейсы и порфириоды, силурийская и девонская моласса	Морские вулканиты средне-основного состава, гнейсо-граниты, ортоамфиболиты (диоритовый слой)	Морские карбонатно-кремнисто-терригенные и флишиевые осадки, континентальные вулканиты средне-кислого состава, средне-кислые плутониты, перидотиты, габбро, граниты, гнейсы	Вулканиты метаморфизованные, среднего состава (амфиболит-зеленосланцевая фация)
Величина (приближенная) очередного денудационного среза основания, км	0—5	3—10	2—5	4—6
Характер структур и их простирание	Блоковый, линейный С-Ю, СЗ ВСВ	Блоковый, линейный ЗСЗ СЗ	Блоковый, линейный СЗ ЗСЗ	Блоковый, линейный ССЗ СЗ
Простирание наложенных молодых ГПЗ (основных)	36—39	29—33	35—38	34—38
Исходные примерные мощности ЗК (по аналогии), км				

лаир-Найманской и наибольшие для Успенской зоны. Очевидно, Тектурмасская система имела еще более сложную и длительную историю развития и высокую мобильность.

По мощностям, характеру и составу пород верхней части разрезов можно видеть, что уже к раннему палеозою ЗК многих районов Казахстана прошла сложную полициклическую историю развития, дифференцировалась и консолидировалась, многократно денудировалась сверху, приобретая характер типичного континента (есть галька гранитов и гранито-гнейсов в конгломератах кембрия — ордовика). Мощности ЗК к тому времени были на 20—30 % больше, чем сейчас у типичных платформ.

Области ультраметаморфизма не поднимались намного выше диоритового слоя и потому в поднятых блоках верхнепротерозойских пород мы обычно не находим агматитов и мигматитов. Только в Иртышской зоне мигматиты в породах девона имеют скорее всего инъекционное происхождение, так как материнские породы динамометаморфизованы, но не претерпели повсеместного ультраметаморфизма гранулитовой или даже амфиболитовой фаций, зоны которых образуют лишь отдельные полосы среди малоизмененных пород зеленосланцевой фации.

Согласно нашим выводам (Щерба, 1955) и последним данным Н. Г. Судовикова, В. А. Глебовицкого, А. С. Сергеева и др. (1970, стр. 166), области ультраметаморфизма (мигматизация, гранитизация, селективное плавление и реоморфизм) локализуются в подвижных глубинных зонах; эти явления длительны по времени и охватывают второй (инверсионный) и третий (орогенный) этапы развития (среднюю и позднюю стадии), т. е. также отражают цикличность.

Области Фенноскандии и Приладожья, где обнаружены породы зоны ультраметаморфизма, являются прекрасным примером преобразований, происходивших в ГПЗ на уровне диоритового и гранитного слоев. Именно здесь отчетливо доказана гранитизация гранито-гнейсов, сланцев и других пород благодаря развитию раньше кремне-натриевого (диориты-трондемиты), а затем и кремне-калиевого (гранодиориты-граниты) метасоматоза (Судовиков и др., 1970). Окружающие и особенно вышележащие породы в этом случае должны обогащаться вынесенными компонентами (Ca, Mg, Fe, Al и др.). Возникает геохимическая зональность поясов метаморфизма и ультраметаморфизма вдоль подвижных зон. Селективное плавление и реоморфизм, по данным тех же исследователей, проявляют лишь гранитизированные породы.

Таким образом, метасоматическая гранитизация в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций служит как бы начальной ступенью последующего плавления, причем кульминация этого процесса совпадает с активизацией движений в глубинной зоне в среднюю и позднюю стадии при этапах растяжения, когда появляются гнейсовые купола и диапир-плутоны. Именно характер разреза ЗК (коэффициенты:  $K_g$  — гранитизации,  $K_{df}$  — дифференциированности,  $K_b$  — базальтoidности), ее мощность обусловили и качественный результат последующего преобразования под влиянием каледонских и герцинских тектонических циклов. Размеры коэффициентов и соотношение «слоев» ЗК могут быть приняты стандартными (Щерба, 1970).

Приведенные данные, полученные в результате непосредственных наблюдений, служат фактической основой предлагаемой модели колонны преобразования ЗК в глубинной подвижной зоне. По-видимому, нечто общее имеет механизм преобразования пород и в базальтовом слое, сопровождаемый выплавлением более кислых продуктов.

## МЕХАНИЗМ

Возникновение сети линейных и каркасных ГПЗ обусловлено деформацией фигуры Земли, а также дрейфом континентов, раздвиганием даже океанической ЗК, как об этом можно судить по многочисленным специальным работам (Тамразян, 1957; Щерба, 1960; Бондарчук, 1961; Вайн-Метьюз, 1963; Стлас, 1963; Чебаненко, 1963; Кропоткин, 1967; Пейве, 1967; Пишон, 1968; Суворов, 1968; Долицкий, 1969; Карасик, 1971; Inman, Nordstrom, 1971 и др.). Системы деформаций многократно расчленяли ЗК на полигональные блоки, иногда обнаруживающие геометрически правильные простые формы (трапеции, ромбы и др.) и обладавшие обычно различной мобильностью. Блоки Казахстана находятся сейчас в центре Евроазиатского континента и потому менее подвижны (стеснены). Прежде, в раннем протерозое, континентальные массивы обладали большей свободой относительного перемещения, поскольку они разделялись океанической ЗК. С ростом геотектоногенов возможности относительного перемещения все более ограничивались, приобретали характер сдвигов, сплющивания и развития надвигов в верхних ярусах.

Механизм движений в каждой ГПЗ, как это было ранее установлено для Успенской зоны, состоит из чередования ритмов сжатие — растяжение, с которыми сопряжены и вертикальные движения (растяжение — опускание, сжатие — поднятие), совершающиеся на фоне общих нисходящих, а затем и восходящих перемещений. Это положение общеизвестно и объективно доказано для верхней части колонны преобразования. Периодичность документируется по осадконакоплению (в направлении сокращения продолжительности) — серии, толщи, свиты, пачки, слои, прослойки; по вулканизму — вулканические циклы, серии, пачки, горизонты, залежи, слои, прослойки; по интрузивному магматизму — серии, комплексы, фазы, субфазы; по тектоническим проявлениям — складчатым и разрывным; по послемагматическим процессам — термальный метаморфизм, пневматолито-гидротермальный метасоматоз и отложение, минеральные стадии, этапы, ассоциации, генерации, минералы.

Признаками ритмичности служат также перерывы в осадконакоплении, чередование отложения и денудации и многие другие геологические явления.

Зная общую продолжительность эпохи, ее стадий и протекание в их рамках определенных геологических процессов, можно в первом приближении определить их длительность, а так как всюду мы устанавливаем смену и прерывистость процессов, то можно говорить об определенной ритмичности, в которой каждый последующий ритм может быть одинаковым по продолжительности, но всегда отличается по своему качественному выражению (геологическому проявлению) от предыдущего. Все это имеется в виду для верхней части земной коры.

Наиболее отчетливо байкальский цикл проявился при образовании Жалаир-Найманской зоны. Растяжение при формировании одноименного трога и ограничивающих его разломов действовало в юго-западном и северо-восточном направлениях. Как указывают А. В. Пейве (1956), А. И. Суворов (1968), разломы проявились еще в рифее и с ними было «... связано формирование настоящей первичной геосинклинальной борозды» (Пейве, 1956, стр. 97) и пояса ультраосновных интрузий.

На палеогеографических картах Р. А. Борукаева (1970) видно, что Жалаир-Найманская зона была отчетливо выражена уже в нижнем рифее: как структура геосинклинального типа она развивалась в

среднем и верхнем рифе и венде. На значительное прогибание трога в раннюю стадию со средней скоростью 0,14 м/м в год указывают мощности отложений верхнего рифея, превышающие 5—6 км.

Темп прогибания и раздвигания бортов был неодинаковым, имел свой ритм, который пока не изучен. В целом можно отметить, что резко преобладали опускания и растяжения. Именно поэтому произошло накопление мощных осадков морского происхождения, в раннюю стадию развивался базальтоидный слабо дифференцированный вулканализм и вторгались небольшие массы ультраосновных магм. Несколько более динамично проявились средняя и поздняя стадии; напряжения чередовались, усилился ритм движений, развился дифференцированный магматизм средне-кислого состава.

Периодичность ритмических движений каледонского и герцинского циклов документируется более отчетливо во всех трех зонах с выделением макроритмов и микроритмов (продолжительностью менее 1 млн. лет). Она стандартна при допущении, что периодичность движений противоположного знака была равновеликой (табл. 39).

Исследования во всех трех зонах, основанные на формационных признаках, показывают в то же время нарушение строгой продолжительности ритмов одного и того же порядка. В первую очередь это касается средней и поздней стадий герцинского цикла. С одной стороны, намечается укорочение продолжительности средней инверсионной стадии почти на целый крупный макроритм в 21,5 млн. лет (условно), поскольку она протекала в нижнем — среднем карбоне и уже с верхнего карбона сменилась поздней (орогенной) стадией, и этот переход совершился синхронно во всех трех зонах. С другой стороны, в тех же трех зонах поздняя стадия, охватывавшая верхний карбон и пермь, удлинилась на те же 21,5 млн. лет. Особенно отчетливо удлинение ранней стадии для Алтая, охватившей почти весь девон и нижний карбон; по-видимому, это прямо связано с мощностью начального импульса. Таким образом, резко сокращенным во времени оказался инверсионный период и соответственно удлиненными — ранний и орогенный со своей стабилизацией. Возможно, что здесь мы сталкиваемся с конвергентностью, и эти различия продолжительности фактически отсутствовали. Киммерийский и альпийский циклы мы не разбираем.

Напряжения сжатия — растяжения создавались вследствие латеральных смещений бортовых частей ГПЗ, которые могли быть направлены перпендикулярно к продольным осям зон (реже) либо диагонально (чаще всего). Одновременно с этим возникали соответствующие пластичные и упругие деформации. Пока мы анализируем только костные результаты проявления тектоники в верхних частях ЗК, что, конечно, недостаточно.

Сжатие непосредственно выражено уплотнением пород, складчатостью, надвигами и рассланцеванием. Продольная интерферированная складчатость отчетлива во всех трех зонах, рассланцевание средней и поздней стадий наиболее интенсивно только в двух (Алтайской и Успенской); надвиговые структуры менее изучены. Подробно эти вопросы рассмотрены Е. И. Паталахой (1970).

Растяжение также многообразно. Это трещинные системы отрыва, прогибы и грабены, дайковые тела и вообще все интрузивы. Наибольшее растяжение, отвечающее разрастанию геологических тел, ориентировано обычно перпендикулярно их длинным осям, т. е. нормально по отношению к оси каждой зоны. Непосредственные замеры напряженного состояния пород гранитного слоя в горных выработках на различных глубинах показали, что помимо вертикальных действуют значительные горизонтальные силы сжатия, на глубине 1 км до-

Таблица 39

## Макроритмичность движений по стадиям развития подвижных зон

Зона	Общая продолжительность	Периодичность, млн. лет		
		Ранняя стадия 43 (+21,5, герц.?)	Средняя стадия 43 (-21,5, герц.?)	Поздняя стадия 43 (+21,5, герц.?; -21,5, калед.?)
Чу-Илийская				
Байкальская	129	43—21,5—10,7		43—21,5—...
Каледонская	129	43—21,5—10,7	43—21,5—10,7—5—...	43—21,5—10,7—5—3—2—1
Герцинская	129	43—21,5—10,7	43—21,5—10,7—5—6 ...	43—21,5—10,7—5—3—2—1
Алтайская юго-западная				
Каледонская	129	—	43—21,5—10,7—5—6—3—	21,5—10,7...
Герцинская	129	64,5—21,5—10,7—5	2—1	43—21,5—10,7—5—6—3— —2—1
Успенская				
Герцинская	129	43—21,5—10,7—5	21,5—10,7—5—6—3—2—1	64,5—21,5—10,7—5—6—3— —2—1

стигающие  $1000 \text{ кг/см}^2$  (Турчанинов, Марков, 1966; Хаст, 1967). Следовательно, нарушение стационарного напряженного состояния благодаря тектоническому импульсу в подвижных зонах вызывает цепь деформаций (резонансную, каскадную), обусловленную горизонтальным сжатием (сдвиги, надвиги, взбросы, складчатость) и растяжением.

По существующим предположениям некоторых авторов, в настоящее время происходит сокращение радиуса Земли и сжатие преобладает над растяжением. Однако, согласно принятым нами положениям о деформациях геоида и развитии ЗК, напряжения сжатия — растяжения цикличны и, если в одном сегменте Земли господствует сжатие, то в противоположном — растяжение (раздвижение в океанических желобах). В качестве абсолютных величин растяжения принимаются мощности продольных крутопадающих даек, корневых частей интрузивных массивов и вулканических поясов, поскольку они заполняли освобождавшееся пространство без существенного уплотнения боковых пород. Таким образом, латеральное разрастание вновь образованных геотектоногенов в первую очередь складывается из суммы поперечных мощностей крутопадающих магматических тел. Дополнительным, вполне отчетливым свидетельством разрастания структуры вширь является разница между шириной первоначального байкальского трога и окончательной шириной геотектоногена. Величины здесь еще более разительны. Правда, это не чистое приращение, поскольку сохранился не только материал, но и структуры более древних блоков. Разрастание в ширину, судя по периодизации магматизма, было ритмичным. В первом приближении оно следующее:

	Общая ширина, км	Приращение, км
Успенская зона	60	6
Чу-Илийская зона	125	20
байкалиды	20	2
каледониды	90	15
герциниды	35(125)	3
Алтайская зона	130	21

Амплитуды горизонтальных смещений при формировании геотектоногена колебались, следовательно, от первых километров до первых десятков километров, если принимать в расчет только их заполнение. Поверхностями сдвижения при общих ритмах могли служить горизонты астеносферы, а для частных — самые разнообразные субгоризонтальные поверхности в ЗК, в том числе границы раздела слоев. Примером являются поверхности надвигов континентальной коры на океаническую, разрывы диоритового слоя, меланж и поверхности скольжения покровов альпид.

Сложнее вопрос о механизме восходящих и нисходящих движений. Главные причины должны быть для всех зон одинаковыми. Замечено, что опускания сопровождают движения при растяжении (рифты, грабены), а поднятия — при сжатии (складки, надвиги). В таком случае механизмы взаимосвязаны. Однако только этим нельзя объяснить все многообразие явлений. В частности, известно, что сводовые поднятия, наоборот, сопровождаются растяжением блоков, а не их сжатием. Все, что известно к настоящему времени о формировании геотектоногенов, позволяет предполагать наличие еще иного, гравитационного механизма, вызываемого расширением, ростом объема геотектоногена за счет более легкого сиалического материала. При достижении определенных критических размеров он вызывает плотностную инверсию, восходящие движения (рост структуры в раз-

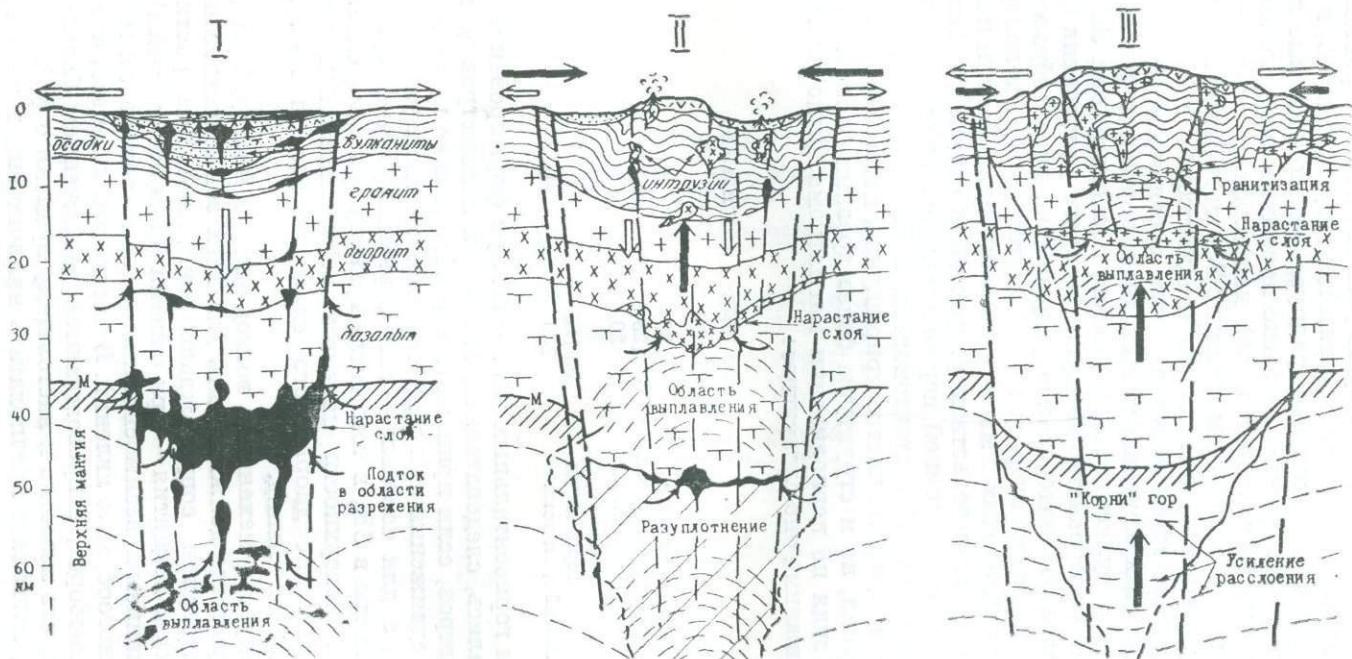


Рис. 42. Предполагаемый механизм

формирования геотектоногена (по стадиям развития I, II, III) и его гравитационного «всплытия» (III) по Г. Н. Щербе (1970).

ных направлениях), в том числе поднятия (всплытие), в условиях пластичности системы (магматизация).

В предполагаемой модели это выглядит следующим образом (рис. 42).

В раннюю стадию зарождаются «корни гор» и возникающие при этом магматиты основного и ультраосновного состава еще существенно не влияют на установление равновесия (вследствие своей высокой плотности и в результате разгрузки в морские бассейны и в верхнюю часть колонны) и продолжается опускание. С дальнейшим увеличением притока сиалического материала, разрастанием размеров «корней гор», миграцией очаговых зон в базальтовый и диоритовый слои (и происходящим при этом расширением объема колонны преобразования и уменьшением ее плотности сравнительно с бортовыми частями и прилегающей мантией, в которую погружены «корни» колонны) опускание замедляется и затем полностью прекращается. Начинается инверсия, обратный процесс «всплытия» колонны преобразования и восходящие движения. Очаги магматизма вначале развиваются в диоритовом, а затем мигрируют выше в гранитный слой, что ведет к дальнейшему разуплотнению и усилению восходящих движений, так характерных для поздней орогенной стадии.

Механизм гравитационного всплытия (плотностной инверсии) колонны действует во всех типах зон (в том числе и так называемых миогеосинклинальных со «скрытой» магматизацией), и поэтому он в общем принципиальном виде остается неизменным. Различаются только масштабы движений (в зависимости от масштабов сиализации и структуры колонны), их темп, ритм, обусловленные как состоянием поля напряжений, так и физико-механическими свойствами пород и другими местными и внешними причинами.

Разгрузка очагов магматизма путем выдавливания менее вязких (по отношению к боковым породам) расплавов по субвертикальным каналам приводит к компенсационным проседаниям, хорошо документируемым особенно в орогенную стадию. Размещение интрузий в осадочном слое, уровень становления и сама их форма определяются условиями равновесия при взаимодействии энергии движения расплавов и напряженного состояния вмещающей рамы.

Таким образом, зарождение колонны преобразования в ЗК предопределяет весь дальнейший ход событий, вплоть до затухания процесса магматизации и подъема в связи с исчерпанием энергии. Масштабы вертикальных движений в верхней части колонны достаточно точно определяются по мощности осадков (опускания) и глубине денудированности структурных ярусов (поднятия). В связи с неоднородным характером движений по всей зоне за основу необходимо принимать какие-то средние, весьма приближенные величины для каждого полного цикла развития (табл. 40).

Приведенные в таблице 40 данные показывают, что и в инверсионную стадию локальные опускания все еще превосходят поднятия, и только в третью стадию наблюдается явный перевес восходящих движений. По геологическим разрезам обнаруживается, что опускания и поднятия не были равномерными, отличались неодинаковой скоростью, прерывистостью, обладали определенной ритмичностью не одного, а нескольких порядков. Причины этого могут быть как внутреннего происхождения (физические свойства вещества колонны и переход упругих деформаций в пластичные), так и внешнего (изменение поля напряжений под влиянием внешних факторов), а, скорее всего, те и другие вместе\*.

\* Возможен механизм архимедова равновесия I и II типов, по И. А. Резанову и А. Ш. Файтельсону (1971).

Таблица 40

## Амплитуды вертикальных движений по стадиям развития, км

Зона	Ранняя стадия		Средняя стадия		Поздняя стадия	
	Опуска- ние	Подня- тие	Опуска- ние	Подня- тие	Опуска- ние	Подня- тие
Байкальский цикл						
Чу-Илийская	3	—	4	1	1	1
Каледонский цикл						
Успенская	?	—	4,1	—	1,0	1,0
Чу-Илийская	5	—	2,5	1,0	—	2,0
Алтайская	—	—	—	—	—	5,0
Герцинский цикл						
Успенская	2,2	—	0,8	1,0	1,0	2—3
Чу-Илийская	1,0	—	0,2	1,0	0,1	3—4
Алтайская	6,0	0,3	0,6	1,0	0,2	2—4

Таким образом, выявляется сложный механизм движений, в котором либо преобладали (в разные периоды эволюции глубинной подвижной зоны), либо сочетались субгоризонтальные и субвертикальные движения; одновременно происходило чередование напряжений сжатия — растяжения.

#### Стадии развития

Нарушение динамического равновесия в ЗК, возникновение ГПЗ и колонны преобразования с неизбежностью влекли за собой все последующие процессы, вплоть до исчерпания избыточной энергии и установления нового относительного уравновешивания. Таким образом, за этот период происходил полный цикл развития. Недостаточность первого импульса приводила к преждевременному затуханию процесса (неполный цикл развития), недоразвитости магматизации (отсутствие вулканитов и интрузий). Запаздывание нового цикла активизации удлиняет субплатформенный этап развития, сопровождаемый денудацией геотекtonогена. Ю. А. Кузнецов писал:

«Неизбежный результат эволюции подвижной зоны — ее отмирание, «окостенение», приводящее к платформенному режиму. Это отмирание обязательно сопровождается угасанием магматической деятельности...» (1962, стр. 113).

Сам характер эволюции колонны преобразования во времени делает неизбежными эти три стадии в каждом цикле. Далее выясняется, что каждую из них можно разделить по времени и геологическому проявлению на временные этапы. Можно говорить о пульсирующем типе тектонических движений и соответственно — о прерывистости геологических новообразований. Собственно, это хорошо видно по наличию у всех геологических тел временных и пространственных границ, даже при их скольжении. Для геосинклиналей стадиальность уже рассмотрена в работах В. И. Смирнова (1965) и В. А. Кузнецова (1967).

При общей условно принятой продолжительности каждого цикла в 129 млн. лет, примерно одинаковой длительности стадий время протекания каждой из них должно было бы составить около 43 млн. лет (Щерба, 1970). Фактически же нередко отмечается видимое укороче-

ние средней стадии на один полупериод (21,5 млн. лет) и соответственное увеличение продолжительности поздней стадии (Успенский геотектоноген). В другом случае происходит укорочение поздней стадии предшествующего цикла и увеличение за счет этого ранней стадии последующего цикла (Алтайский геотектоноген). Возможно сдвижение во времени длительности самих циклов (по их проявлениям), что обусловлено волновым характером деформаций на планете и неодновременным вступлением, нарушениями ритмов при дрейфе блоков.

В качестве подтверждения приведем данные о промежутках времени между последовательными интрузивными комплексами Центрального Казахстана (Богданов и др., 1969), начиная от крыккудукского комплекса ордовика до тенгиз-коржункульского комплекса триаса (млн. лет):

$$\begin{array}{ccccccc} 20 & -15 & -30 & -28 & -20 & -15 \\ 23 & -20 & -20 & -24 & -11 \end{array}$$

Как видно, отмечается аритмия в интрузивных вспышках. Средняя периодичность составляет 20,6 млн. лет, т. е. близка одному полупериоду. Этот факт при всей условности и относительности цифр радиологического возраста все же заслуживает внимания как одно из совпадений с принятой нами периодичностью в геологическом развитии.

Имеющиеся материалы позволяют представить стадии развития всех трех зон таким образом (табл. 3, 19, рис. 28). Если развитие последующих стадий объясняется достаточно хорошо, то причина возникновения первичного прогибания пока не определена. Здесь дело не только в самом механизме растяжения, который легко обосновать расщеплением ЗК по типу океанических трогов либо при дрейфе геоблоков, либо при смещении оси вращения Земли, а в проблеме высвобождения пространства в подкоровой области, куда должна погружаться колонна.

Существуют попытки объяснить это утонением слоев сиала при растяжении и связанным с этим утяжелением погружающейся колонны. Другое предположение сводится к допущению оттока вещества в зоне астеносферы. Наконец, предложена версия о контрастности компенсационных движений соседствующих блоков, при которой погружающиеся блоки сопряжены с соседними, вздымающимися. Условиям цикличности могут удовлетворять все три модели, но какая из них более близка к природной, пока решить трудно. Имеются еще предположения о роли адvectionи, инверсии плотностей и другие. В любом случае мы должны учитывать синхронное возникновение в верхней мантии, в основании колонны, области пониженной вязкости (магматизма). В самой ЗК континентов компенсация объемов происходила за счет сокращения промежутков с океанической корой или при надвигании.

По какому бы принципу ни работала модель, мы сталкиваемся с одинаковым механизмом — формированием первичного трога в ЗК любой ступени развития, т. е. опусканием пластины в поле относительно ослабленного сжатия (растяжения) текучих пород, высвобождением пространства путем перемещения инициального расплава вверх по трещинным путям и в большинстве случаев переходящего в вулканизм или вулкано-плутонизм (эвгеосинклинали).

От мощности процессов ранней стадии и степени развития ЗК зависит весь ход дальнейших событий, т. е. будем ли мы иметь ярко выраженный полный цикл развития всех трех стадий или их проявления будут неодинаковы, незавершены, приглушенны, смазаны, без четко выраженного перерождения геологического пространства. Об

этом можно судить по реальным новообразованиям. Помимо размеров первоначального трога главнейшими показателями, очевидно, могут служить амплитуды опускания (показатель глубинного перераспределения) и насыщенность магматитами (вулканитами).

В наших примерах полный цикл развития всех трех стадий был обеспечен конкретными опусканиями колонны в раннюю стадию на 10—15 % от мощности ЗК, сопровождением инициальным вулкано-плутонизмом. По-видимому, по этой причине многие краевые прогибы или отдельные зоны без такого мощного начального толчка, хотя в общем-то и проходили полный цикл, но имели отчетливые черты только каких-то отдельных стадий.

В зрелой материковой коре или коре молодого орогена ранняя стадия была ослаблена, затем мощно развивались средняя и особенно поздняя стадии. Структуры стали приобретать характер зон активизации. Таким образом, с многоступенчатым развитием ЗК активность и мощность процессов преобразования возрастают в последующих стадиях развития каждого цикла и качественно изменяются в сторону континентальности.

Многие исследователи отмечают ускорение циклов развития и возрастание контрастности движений. Учитывая космическую природу цикличности, можно предполагать, что периодичность в планетную стадию менялась мало, только границы между циклами ранее были, вероятно, не столь резкими, отчетливыми, а их качественное выражение — не столь ярким и контрастным между циклами и стадиями. Возрастание дифференциации ЗК и верхней мантии в фанерозое, увеличение мощности самой ЗК и отдельных ее блоков, естественно, обусловили возрастание амплитуд вертикальных движений. Стали более отчетливыми, резко различными, контрастными и геологические проявления, в частности седиментные и магматические формации. Надо также принять во внимание затруднительность расчленения пород и комплексов допалеозоя вследствие многократного динамометаморфизма, перетекания, термального метаморфизма и частичного переплавления, приведших к стиранию границ, различий вследствие гомогенизации и перестройки.

Качественные отличия геологических новообразований отдельных стадий зависят от уровня развития колонны, типов разрезов ЗК, в которой проявилась очередная ГПЗ. От ступени к ступени ослабевает базальтоидность магматитов и усиливается их гранитоидность. Особенно ярко это выразилось в Чу-Илийской зоне: в каледонидах широко развиты базальтоиды и ультрабазиты, но уже преобладал гранит-дацит-липаритовый магматизм поздней стадии. Герциниды же полностью лишены ультрабазитов, очень слабо проявлены базальтоиды, зато достаточно широко — гранитоиды. Все эти изменения можно выразить количественными показателями.

В таблице 41 показано соотношение магматитов разного состава в геотектоногенах, проявленных от стадии к стадии и от цикла к циклу. Объем магматитов от стадии к стадии возрастает, резко увеличиваясь на поздних стадиях в основном за счет широкого развития гранитоидного магматизма, составляющего от 36 до 59 % от общего объема магматитов.

Таким образом, если даже гранитоиды имеют палингенное происхождение, то все равно отмечается чистый прирост объема данного структурного яруса геотектоногена при одновременном утонении более древних. Аналогичные расчеты недавно проведены для земной коры Узбекистана (1971). Здесь впервые показана возможность наличия многоярусных plutонов в дополнение к установленным нами много-

Таблица 41

## Соотношение магматитов по стадиям развития различных геотекtonогенов, %

Цикл	Стадия развития	Формация	Геотекtonоген		
			Успенский	Чу-Илийский	Алтайский
Байкальский	Ранняя	Перидотитовая		1,2	
	Поздняя	Гнейсо-гранитовая		0,8 } 2	
Каледонский	Ранняя	Спилито-базальтовая		0,1	
		Перидотитовая		2,0 } 2,1	
Терцинский	Средняя	Андезито-базальтова		0,4	
		Габбро-плагиогранитовая		1,6 } 2	
	Поздняя	Андезитовая	8,0	12,6	
		Гранодиоритовая	7,0 } 18,4	4,7 } 89,7	
		Липаритовая	3,1	13,4 } 59,0	
		Гранитовая			
	Ранняя	Базальтовая	15,1	29,7	
		Габбро-перидотито	1,3 } 16,4	17,0 } 51,5	
		Андезитовая		3,5 } 1,3	
		Гранодиорит-границ			
	Средняя	Мигматит-гнейсо-		0,8	
		гранитовая		0,4 } 12,4	
		Габбро-плагиогранит		11,2	
		това			
		Дацитовая	4,5		
		Гранодиоритовая	4,0 } 20,5	0,6	
		Гранитовая	12,0		
		«Малых» интрузий			
	Поздняя	Липаритовая	3,4	0,2	
		Гранитовая	38,9 } 44,7	2,4 } 3,4	
		«Малых» интрузий	2,4	0,8	
		пестрого состава			
Общий объем магматитов по геотектоно-			110	126,5	327,1
гену, тыс. км <sup>3</sup>					

слойным. Объем вулканитов во всех ГПЗ редко превышает  $1/3$  общего объема магматитов. Наряду с цикличностью магматизма (повторяемость вулканизма — интрузий) по стадиям отмечается общая тенденция к его лейкократизации во всем интервале развития. Количественно это можно выразить в виде коэффициентов, определяемых по соотношению гранитоидов и липаритов к более основным разностям, доле магматитов кислого, среднего и основного состава. Для наиболее полно проявленных циклов каждого геотектоногена эти отношения составляют:

а) в ряду ультрабазит — габбро +диорит — гранит

Успенский:	1,4	6,0	62,4 тыс. км <sup>3</sup> ,
	2,4	8,6	89,0 %;
Чу-Илийский:	2,5	8,0	75,0 тыс. км <sup>3</sup> ,
	2,9	9,4	87,7 %;
Алтайский:	24,2	66,0	109,0 тыс. км <sup>3</sup> ,
	12,0	33,0	55,0 %;

б) в ряду базальт — андезит — липарит:

Успенский:	16,6	3,0	5,8 тыс. км <sup>3</sup> ,
	65,4	11,8	22,8 %;
Чу-Илийский:	0,6	16,0	17,0 тыс. км <sup>3</sup> ,
	1,5	47,7	50,8 %;
Алтайский:	22,2	10,4	65,5 тыс. км <sup>3</sup> ,
	23,0	10,0	67,0 %.

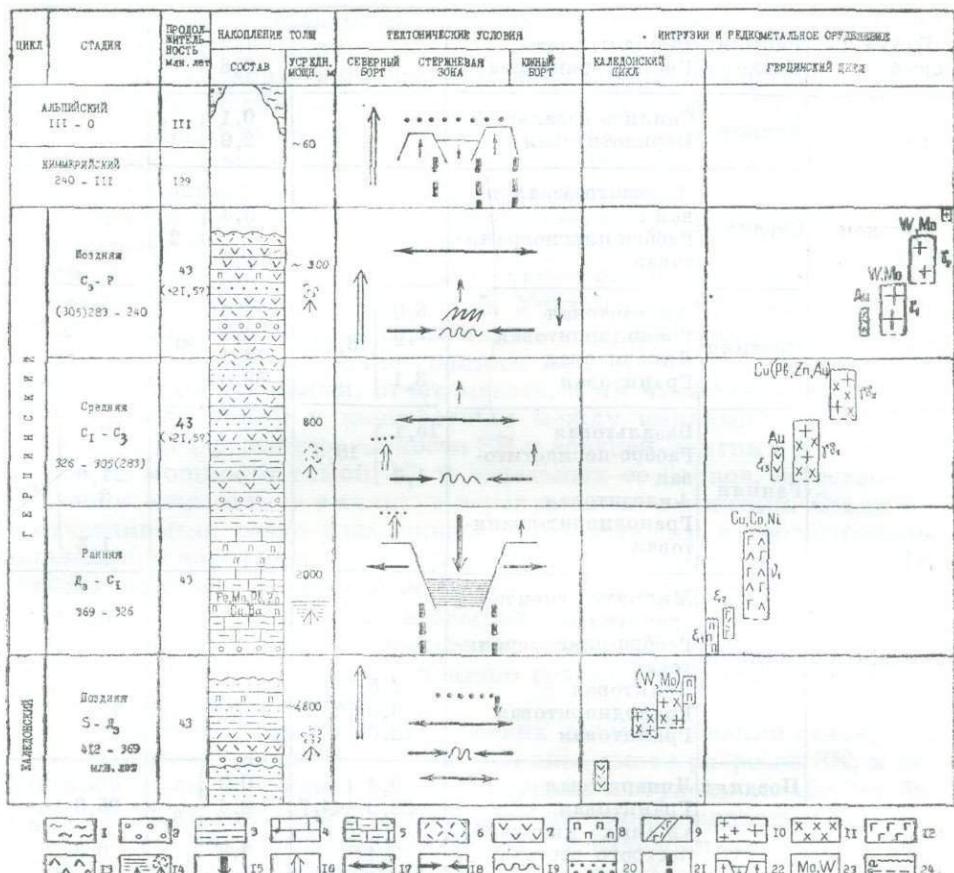


Рис. 43. Стадии развития и их проявление в Успенском геотектоногене.

Осадочные отложения: 1 — мелководные континентальные, 2 — молассы континентальные, 3 — флишиоидные песчано-сланцевые, 4 — карбонатные, 5 — кремнисто-карбонатные. Вулканиты: 6 — кислого состава, 7 — среднего состава, 8 — основного состава, 9 — субвулканиты разного состава и возраста. Интрузии (главные): 10 — граниты, 11 — гранодиориты, 12 — габброиды, 13 — ультрабазиты, 14 — вулканизм подводный, наземный; 15 — прогибание; 16 — поднятие; 17 — растяжение; 18 — сжатие; 19 — складчатость; 20 — перерывы в осадконакоплении, денудация; 21 — глубинные разломы; 22 — блоковые движения; 23 — редкие металлы; 24 — предположительные возрастные границы интрузивных комплексов: а — верхняя, б — нижняя.

Приведенные данные показывают, что в Алтайском геотектоногене наиболее широко проявлены вулканизм и плутонизм основного состава, что обусловлено, с одной стороны, большей энергетикой и типом разреза ЗК, а с другой — длительным развитием ранней стадии и ее мощностью. Интрузивный магматизм Успенского и Чу-Илийского геотектоногенов почти идентичен по соотношению магматитов различ-

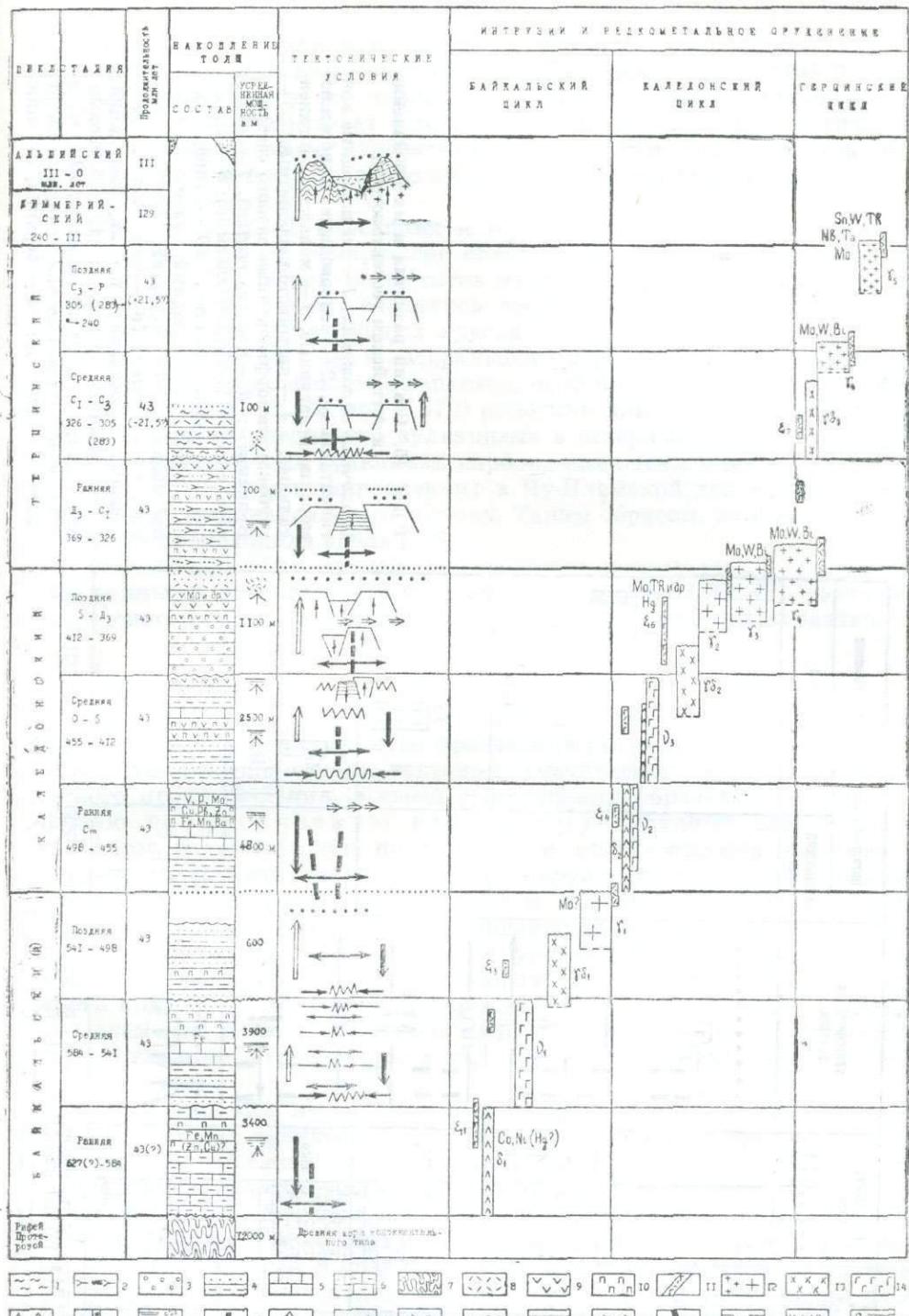


Рис. 44. Стадии развития и их проявление в Чу-Илийском геотектоногене.

Осадочные отложения: 1 — мелководные континентальные, 2 — мелководные прибрежно-морские и лагунные, 3 — молассы континентальные, 4 — флишоидные песчано-сланцевые, 5 — карбонатные, 6 — кремнисто-карбонатные, 7 — глубокометаморфизованные разного состава. Вулканиты: 8 — кислого состава, 9 — среднего состава, 10 — основного состава, 11 — субвулканиты разного состава и возраста. Интрузии (главные): 12 — граниты, 13 — гранодиориты, 14 — габброиды, 15 — ультрабазиты, 16 — дайки байнарского типа; 17 — вулканизм подводный, наземный; 18 — прогибание; 19 — поднятие; 20 — растяжение; 21 — сжатие; 22 — складчатость; 23 — перерыв в осадко-накоплении, денудация; 24 — смещение структур; 25 — глубинные разломы; 26 — блоковые движения; 27 — редкие металлы; 28 — предположительные возрастные границы интрузивных комплексов: а — верхняя, б — нижняя.

ВИКЛ	СТАДИЙ	ЧАСТИ ОЧЕРК СОСТАВ СЛОЖЕНИЯ	НАКОПЛЕНИЕ ТОЛЩ	ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ	ИНТРУЗИИ И РЕДКОМЕТАЛЬНОЕ ОРУДИЕНИЕ	
					Состав Условия модели	Интенсивность
	АЛЬПИЙСКИЙ III - 0					
	КИММЕРИЙСКИЙ 240 - 129					
ГЕРЦИНСКИЙ	Поздняя C <sub>3</sub> - P (280)305 - 240	43 (+21,5)	I100			W, Sn, Ta, Mo
	Средняя C <sub>1</sub> - C <sub>3</sub> 306 - 305 (283)	43 (-21,5)	I600			Pb, Zn, Au
	Ранняя Д - C <sub>1</sub> (390)369 326	43 (+21,5)	6000			Au
КАЛЛЕДОНСКИЙ	Поздняя 0 - 5 - Д <sub>1</sub> 412 - 369(390) млн. лет	43				Pb, Zn Sb <sub>2</sub>

Символы на схемах:

- 1 ~ ~ ~
- 2 >-->
- 3 ○○○
- 4 ---
- 5 wavy
- 6 n n n
- 7 | | |
- 8 + + +
- 9 XXX X
- 10 F F F
- 11 □
- 12 ↓
- 13 ↑
- 14 ←→
- 15 ←←
- 16 wavy
- 17 \* \* \*
- 18 □
- 19 □
- 20 Mo, W
- 21 a — верхняя, б — нижняя.

Рис. 45. Стадии развития и их проявление в Алтайском геотектоногене.

Осадочные отложения: 1 — мелководные континентальные, 2 — мелководные прибрежно-морские и лагунные, 3 — молассы континентальные, 4 — кремнисто-карбонатные, 5 — глубокометаморфизованные разного состава. Вулканиты: 6 — кислого состава, 7 — основного состава. Интрузии (главные): 8 — граниты, 9 — гранодиориты, 10 — габброиды; 11 — вулканизм подводный, наземный; 12 — прогибание; 13 — поднятие; 14 — растяжение; 15 — сжатие; 16 — складчатость; 17 — перерыв в осадконакоплении, денудация; 18 — глубинные разломы; 19 — блоковые движения; 20 — редкие металлы; 21 — предположительные возрастные границы интрузивных комплексов: а — верхняя, б — нижняя.

ного состава, тогда как соотношения вулканитов в них прямо противоположны. Прямой взаимосвязи между объемами плутонитов и вулканитов одного и того же состава ни в одном геотектоногене не отмечается. Это свидетельствует о том, что все первоначальные количественные и качественные показатели определяются типом разреза ЗК и мощностью процесса, размерами структуры и длительностью отдельных стадий развития.

Поскольку среди каледонид и герцинид (исключая Иртышскую зону Алтая) не было обнаружено областей палингенеза, можно полагать, что состав кислых магматитов очередного цикла и их петрогохимический профиль определялись составом образований не менее двух предыдущих структурных ярусов.

Представляет интерес и латеральная миграция магматизма, имеющая в общем центробежный характер, особенно для поздних стадий. В. А. Комар и В. И. Чернов (1970) отметили для Алтая миграцию со временем очагов девонского вулканизма в северо-западном направлении. В Успенской зоне вулканизм карбона имел тенденцию к распространению в восточном направлении; в Чу-Илийской девонский вулканизм резко усиливался к юго-востоку. Таким образом, во всех случаях миграция происходила вдоль ГПЗ.

Как показывают данные проведенного исследования, частично отраженные в таблицах 3, 19 и на схемах (рис. 28, 43, 44, 45), развитие зон носило циклически последовательный закономерный характер.

### Структуры

Признаком наличия геотекtonогена являются парагенетические ассоциации геологических новообразований (формаций) определенного сedimentno-tектонического, тектono-магматического либо метаморфического происхождения, в своей совокупности образующие упорядоченную геологическую структуру — крупный элемент земной коры, более молодую по возрасту и отличающуюся по своему строению и степени упорядочения от окружающих блоков. В общем это аномалия в геологическом пространстве, возникшая под воздействием глубинной подвижной зоны. Характер ее проявления на поверхности зависит от уровня качественного развития и глубины вскрытия колонны преобразования. Здесь нет необходимости подробно описывать хорошо известные по литературе структурные элементы разных порядков каждого геотекtonогена. Упомянем только главные, отражающие в верхней части колонны ее сопряженные элементы.

В таблице 42 и на рисунке 46 в сводном виде представлены объемы приращения мощностей ЗК геотекtonогенов в разные циклы по стадиям с отражением роли отдельных формаций в этом приращении. Наблюдается закономерная смена осадочных формаций (во многих случаях это вулканогенно-осадочные), превалирующих на ранних стадиях очередного цикла, вулканогенными и интрузивными формациями, доминирующими в поздние стадии циклов. Одновременно в этом же направлении происходило «раскисление» пород, слагающих формации. В каждом геотекtonогене наибольшее приращение ЗК соответствует какому-то одному циклу его становления. В то же время в геотекtonогенах полициклического развития иногда наблюдается разрыв между главной стадией осадконакопления и главной стадией гранитоидного магматизма. Так, в Успенском геотекtonогене основное приращение ЗК за счет осадочных формаций произошло в среднюю стадию каледонского цикла, а последовавшее затем в раннюю стадию

Таблица 42

## Приращение объемов геотектоногенов и удельных мощностей формаций на единицу площади

Цикл	Стадия	Формация	Успенский (18 000 км <sup>2</sup> )		Чу-Илийский (71 000 км <sup>2</sup> )		Алтайский (88 000 км <sup>2</sup> )	
			Объем, тыс. км <sup>3</sup>	Мощ- ность, км	Объем, тыс. км <sup>3</sup>	Мощ- ность, км	Объем, тыс. км <sup>3</sup>	Мощ- ность, км
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Байкальский	Ранняя	Ссадочно-вулкано-гейная	52,2	2,86	240	3,37		
	Средняя	Ссадочная Перидотитовая			280 1,5	3,94 0,02		
	Поздняя	Ссадочно-вулкано-гейная Гнейсо-гранитовая			40 1	0,56 0,02		
Всего			52,2	2,86	562,5	7,91		
Каледонский	Ранняя	Ссадочная Осадочно-вулкано-гейная Спилито-базальтовая Перидотитовая	15	0,82	340 0,08 2,5	4,78 0,001 0,04		
	Средняя	Ссадочная Анdezито-базальтова- я Габбро-плагиограниц- това	76,5	4,17	175 0,5	2,46 0,01		
	Поздняя	Ссадочно-вулкано- гейная Анdezитовая Липаритовая Гранодиоритовая Гранитовая	8,8 8 3,4	0,48 0,44 0,19	45 16 17 5,9 75	0,63 0,22 0,24 0,08 1,19		
Всего			111,75	6,11	678,98	9,68		
Герцинский	Ранняя	Ссадочная Вулканогенно-осадочная Базальтовая Анdezитовая Перидотит-габбро-диабазовая Гранодиорит-грани- това			5,8	0,08	387	4,38
	Средняя	Осадочная Вулканогенно-осадочная Дацитовая Мигматит-гнейсо- гранитовая Габбро-плагиограниц- това Гранодиоритовая «Малых» интрузий пестрого состава Гранитовая	9 5	0,49 0,27	0,7	0,01	27,6 88,7 10,4 2,4 1,4 26,8 6,5	0,31 1,04 0,12 0,03 0,02 0,32 0,07

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Герцинский	Поздняя	Ссадочно-вулканогенная	1,65	0,09	0,3	0,004		
		Андезитовая			0,2	0,003		
		Липаритовая	3,8	0,21	0,1	0,001		
		Гранитовая	42,8	2,34	2,25	0,03	106,8	1,21
		«Малых» интрузий пестрого состава	2,6	0,14	1	0,01	0,9	0,01
		Всего	119,65	6,54	11,05	0,15	721,96	8,27

герцинского цикла резкое сужение осевого трога значительно сократило приращение объема ЗК за счет осадков этой стадии. Сместилась во времени и главная стадия гранитоидного магматизма, завершившая здесь герцинский цикл, в то время как в поздней стадии каледонского цикла кислый магматизм не получил должного развития. Совершенно очевидно, что приведенные таблица 42 и графики отражают лишь приближенное соотношение роли отдельных формаций в приращении верхней части ЗК геотектононегенов и ни в коей мере не могут характеризовать развитие ЗК на всю ее мощность, так как здесь почти не учтены объемы мантийного вещества, за счет которых осуществлялось приращение ЗК снизу, приращение слоев ЗК путем регенерации, компенсационное проседание при истощении магм корового происхождения.

Успенская зона — часть более обширной Тектурмассской структуры — в настоящее время проявлена как сложно-сочлененный синклиниорий с подчиненными структурами второго порядка (синклинали, антиклинали, поднятые древние блоки), обрамленный поясами и цепочками гранитоидов. Ранее она именовалась зоной смятия или зоной разломов. В действительности же зоны смятия и разломов являются составными элементами общей структуры и отражают лишь эпизоды в ее тектоническом развитии. В течение девона — перми за полный герцинский цикл ЗК преобразовалась (стала более кислой) и перешла на следующую ступень развития. Мощность ЗК здесь первоначально увеличилась в целом на 18 км; новообразованная структура разрослась вширь на 6 км и имеет размеры 450 × 60 км. Видимые размеры всей Тектурмасской системы достигают 530 × 120 км; ее дальнейшее продолжение на флангах отмечается в геофизических полях.

Одновременно с тектоно-магматическими процессами протекала и геохимическая дифференциация, для которой характерны перемещение вместе с магматитами разного состава и растворами из нижних ярусов колонны в верхние подвижные компоненты (Si, Na, K, летучие и рудные), последующая их частичная сепарация и образование месторождений различных генетических типов.

Строение зоны асимметричное. Осевая, наиболее древняя троговая часть прижата к южному борту из каледонских структур. Позднее, в нижнем карбоне, в той же бортовой части образовался пояс гранодиоритовых интрузий. Пояса более поздних интрузий расположились параллельно, в центре и севернее троговой части. Успенский и Жаильминский синклиниории, бортовые структуры, пояса интрузий в последующие киммерийский и альпийский циклы были расчленены зонами разломов на полигональные блоки, смешанные относительно друг друга по горизонтали на сотни метров и первые километры, и затем подверглись денудации на различные глубины.

Ветви Успенской зоны — Акжальскую и Акбастаускую — вернее всего можно считать ее аналогами, структурами неполного цикла развития, в своей основе повторяющими начальную и среднюю стадии Успенской зоны и входящими также в систему Северо-Балхашского каркасного геотекtonогена. На этом примере видно взаимоотношение структур линейного и каркасного типов.

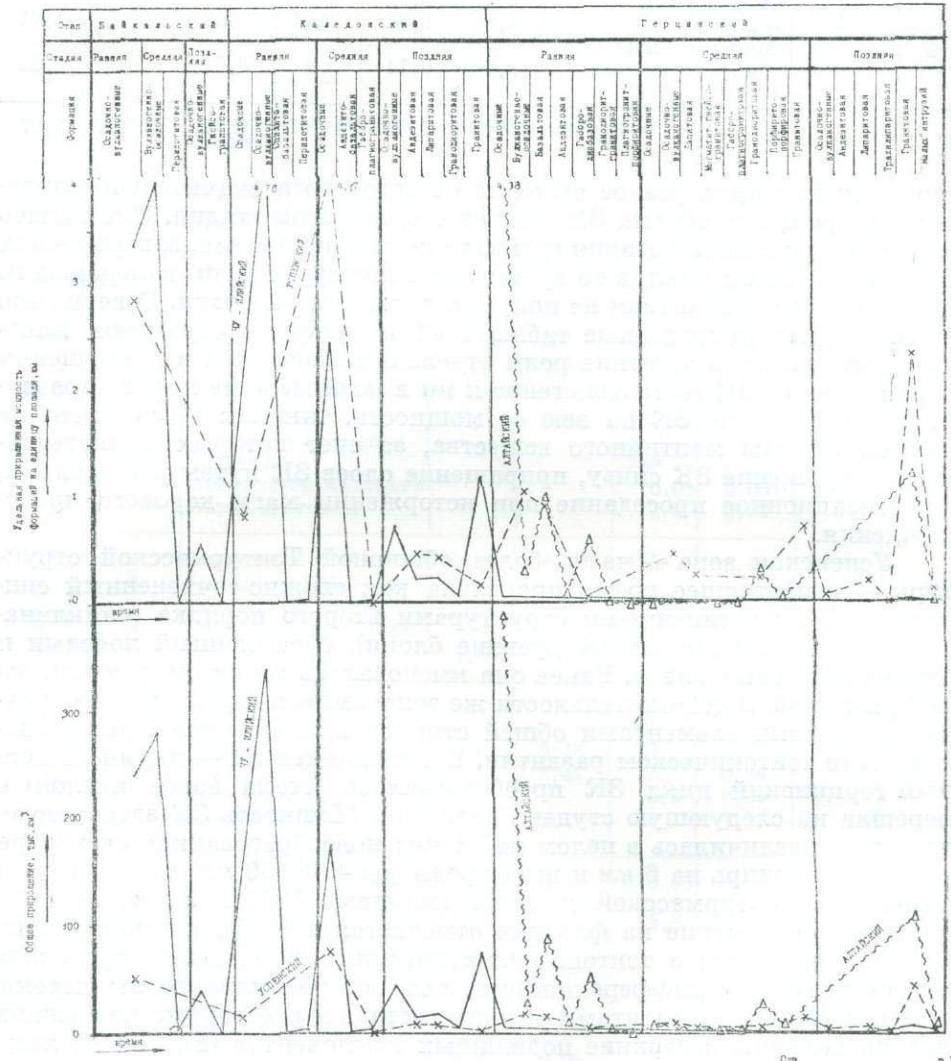


Рис. 46. Графики приращения объемов верхних структурных ярусов геотектоногенов во времени.

Поздние движения, приведшие к образованию Успенских зон смятия, произошли в конце второй стадии герцинского цикла. По данным Е. И. Паталахи (1966, 1968, 1970), в разветвленной зоне смятия преобладали деформации сплющивания и субвертикального динамометаморфического течения вещества. По прежним нашим наблюдениям на Верхнем Кайракты, Акмае и восточнее (Щерба, 1960), по характеру стебельчатости отчетливо фиксируется деформация течения вещества допермского времени с юго-востока на северо-запад с углом восстания от 10—20 до 30—70°, что можно определить как надвигание блоков

в этом же направлении. В некоторых ветвях зоны смятия фиксируются и сдвиговые перемещения. Такие же данные получены в результате среднечастотного сейсмопрофилирования (Користашевская, 1969). Правда, отдельные блоки смешались также и к юго-востоку. Аналогичные выводы сделаны и А. И. Суворовым (1968), а еще раньше — М. П. Русаковым (1930).

Таким образом, мы имеем здесь аномальную линейную структуру, резко отличающуюся от расположенного южнее каледонского Жаман-Сарысуйского антиклиниория и пролегающей севернее собственно Тектурмасской стержневой зоны.

В течение мезозоя и кайнозоя происходили блоковые движения, денудация структуры сверху и коррозия «корней гор» снизу, в результате чего мощность ЗК сократилась против герцинской на 8—10 км. Были эродированы покровы поздних вулканитов, надинтрузивные зоны и даже апикальные части среднеглубинных интрузивов и, кроме того, местами продуктивные рудонесущие самые нижние горизонты ранней стадии развития — верхнего девона (фамена).

Чу-Илийская полициклическая зона, почти перпендикулярная Успенской, обрамляет с юго-запада Балхашский массив; наиболее интенсивно она развивалась в течение байкальского и каледонского циклов и умеренно — в герцинский. За это время из первоначального узкого трога шириной 15—20 км она превратилась в структуру длиной до 700 км и шириной до 125 км (в среднем 70—90 км). Мощность ЗК достигла 55—60 км. С течением времени разрастание происходило главным образом к северо-востоку.

В результате преимущественно восходящих дифференцированных блоковых движений в киммерийское и альпийское время денудацией были снесены целые наслоения и даже структурные этажи на глубину до 5—6 км и более, вследствие чего местами обнажились даже докембрийские комплексы гранито-гнейсов, сланцевые и карбонатные толщи венда, массивы ультрабазитов, были удалены надинтрузивные и апикальные части большинства гранитных массивов. Одновременно «расторвались» корни структуры, утонялся слой базальта снизу, благодаря чему мощность ЗК в общем сократилась до 45—48 км. Денудация наиболее верхних, контрастно-дифференцированных структурных этажей губительным образом отразилась на современной продуктивности, ибо при этом были удалены многие рудонесущие горизонты и ореольные зоны интрузий.

Строение Чу-Илийского геотектонаогена более сложное, чем Успенского. Здесь сочетаются линейные структуры, господствовавшие в байкальском цикле, с линейно-блоковыми орогенной стадии каледонид и герцинского цикла. Они отражены на структурных схемах Д. И. Яковлева, М. И. Александровой, Б. И. Борсука, Н. Г. Марковой, К. И. Дворцовой, А. А. Лебедева-Зиновьева, А. В. Кудряшова, В. В. Степанова, Г. Н. Щербы и других авторов.

При составлении крупномасштабных схем обнаружилось, что возникший геотектоноген имеет сложное асимметричное строение, состоит из чередующихся положительных и отрицательных структур, ориентированных в северо-западном направлении, чем заметно отличается от прилегающего с востока Западного Прибалхашья, принадлежащего к типу каркасных геотектоногенов. Если все ранние структуры узкие линейные, то более поздние, сохраняя вытянутость того же или близкого направления, обнаруживают стремление к блоково-каркасным формам, разрастающимся к северо-востоку. Если все древние разломы имели преимущественно согласное северо-западное простижение, то среди более молодых — герцинских и киммеро-альпийских — наряду

с северо-западными широко проявлены северо-восточные. В частности, один из веерных разломов западного фланга Успенской зоны пересекает Жалаир-Найманские структуры. Сопряжение северо-западных и северо-восточных разломов создало систему блоков, часть которых явно выдвинута (ступенчато) к северо-востоку. Это вытекает не только из наших данных, но и из материалов предшествующих обобщений. Естественно, что денудированность структур неодинакова и также уменьшается к северо-востоку.

Алтайская ГПЗ с самого начала развивалась в условиях более контрастных движений, с большим энергетическим потенциалом, благодаря чему основную роль в строении даже верхней части колонны сыграли магматиты, истощенные из более глубоких частей ЗК и верхней мантии. Под влиянием мощных движений образовалась сложная структура вдоль основных северо-западных и второстепенных северо-восточных мобильных зон, создавших в позднюю стадию герцинид систему каркасного типа. Именно поэтому геотектоноген приобрел характер геомагматогена протяженностью на территории СССР 460 км при ширине около 130 км. С учетом продолжения на юго-восток за пределы страны и по геофизическим данным к северо-западу, общая длина его превышает 800 км.

Широко проявленная на всех стадиях магматизация служит признаком повышенной энергетики процесса преобразования ЗК. Она вызвала значительное разрастание как в ширину, так и по вертикали. Даже сейчас перепад мощности ЗК, по сейсмологическим данным, равен 6 км (от 42 до 48 км). Разрастание в ширину, по приближенной оценке, в среднем составило около 21 км, а на отдельных участках достигло 35 км.

Рудноалтайская и Калба-Нарымская зоны и их подзоны образовали параллельные структурные полосы, сложенные определенным набором формаций, насыщенных магматитами. Мощное развитие поясов гранитоидных интрузий довершило формирование геомагматогена. Помимо основной структуры, поздние гранитоидные интрузии калбинского типа проникли в структуры Горноалтайского каледонского массива, испытавшего активизацию каркасного типа. Здесь пояса интрузий кроме северо-западного имеют северо-восточное направление, тогда как в основной структуре субширотные и северо-восточные разломы определяли только локализацию и формы отдельных массивов.

Асимметрия Алтайского геотектоногена обусловлена неоднородностью исходного блока и различием последующего преобразования бортовых частей (сохранившиеся жесткие каледониды Горного Алтая на северо-востоке и развивавшиеся синхронно субпараллельные герциниды Жарма-Саурской зоны с юго-запада). Помимо общей есть и внутренняя асимметрия, поскольку зоны, расположенные к северо-востоку и юго-западу от Иртышской структуры, разрастались неодинаково. В то же время по краям имеются два пояса редкометальных гранитоидов, но с неодинаковой минерализацией (олово, вольфрам в Калбе и Нарыме, молибден и вольфрам в Тигирекско-Черневинском).

Иртышская зона смятия представляет собой структуру сжатия, полосу динамометаморфического течения. По данным П. Ф. Иванкина (1957), на ее продольной проекции структуры течения пологие и имеют волнобразный характер, указывающий на преимущественно сдвиговые перемещения, которые проявлялись неоднократно. Нижняя возрастная граница главного смятия была в верхнем карбоне, а верхняя — в нижней перми.

Приведенное описание геотектоногенов ясно показывает их аномальный линейный характер, качественное отличие от геологических образований вмещающей среды, позволяющие выделять их в самостоятельные сложные геологические новообразования, обязанные своим возникновением действию соответствующих глубинных подвижных зон. Геотектоногены хотя и имеют повышенную мощность, но находятся на одном уровне с бортовыми частями. Они как бы врезаны во вмещающую материковую кору и в целом опущены относительно прилегающих более древних структур. К этому еще необходимо добавить общую тенденцию к разрастанию геотектоногенов в бортовые части, возникновение параллельных или диагональных ветвей, прорастающих в окружающие блоки и образующих обычно каркасные структуры меньшего размера и не столь полного развития, как основные.

## МАГМАТИЗМ

Главнейшие особенности магматизма Успенской зоны достаточно полно рассмотрены в литературе (Абдрахманов и др., 1967; Рыбалтовский и др., 1969). По Чу-Илийской зоне обобщения выполнены В. С. Коптевым-Дворниковым с сотрудниками (1960, 1962), К. И. Дворцовой (1958, 1963), А. В. Кудряшовым и др. (1968). По Алтаю сводки особенно многочисленны, начиная с работ Н. А. Елисеева (1934), В. П. Нехорошева (1932) и кончая последними исследованиями В. С. Кузебного (1968), В. И. Чернова (1969), Б. А. Дьячкова (1969). Нам важно выявить общие черты эволюции магматизма по мере развития геотектоногенов. Разумеется, мы отдаем себе отчет в том, что, в сущности, мы анализируем какие-то избыточные продукты общей магматизации, истощенные из очагов на нижнем, а затем на среднем уровнях колонны преобразования, а не сам процесс магматизации ЗК в целом. Поэтому они отражают лишь косвенно первичные явления, происходившие на глубинах.

### Магматизм ранних стадий

Одной из общих черт каждой стадии развития ГПЗ является вполне определенная тенденция к повышению щелочности (особенно натровой) и кислотности к концу каждой стадии, что свидетельствует как о магматической дифференциации в промежуточных бассейнах, так и о вертикальной миграции очаговых зон в процессе развития каждой стадии. При этом отчетливо устанавливается, что тип разреза ЗК, на котором закладывалась ГПЗ, вполне определено отражается на составе магматитов отдельных стадий (рис. 47).

Для магматитов ранней стадии, самых близких по времени к типу структурного основания геотектоногена, наиболее основными оказались производные в Чу-Илийской (скорее — в Жалаир-Найманской) и самыми кислыми — в Алтайской зоне. Кстати, в Успенской и Алтайской зонах ощелачивание прошло дальше. Более того, на Алтае ясно обнаружилась калиевая ветвь (возможно, самостоятельная со своими очагами андезит-трахитоидной формации). Характерно, что и вулканиты здесь отличаются большей кислотностью даже по сравнению со средними составами (рис. 48). К концу еще отмечается тенденция к повышению агпантности (рис. 49).

Появление на Алтае в начальную стадию вулканитов повышенной кислотности — щелочности (альбит-порфиры) несколько необычно. Возможны два объяснения:

- а) зарождение очагов в средней части колонны, с последующим распространением их вниз в подкоровую область;  
 б) высокое стояние периферических бассейнов девонского базальтоидного вулканизма, что привело к контрастной дифференциации магм и разгрузке вначале верхних кислых частей бассейнов, а затем нижних, более основных.

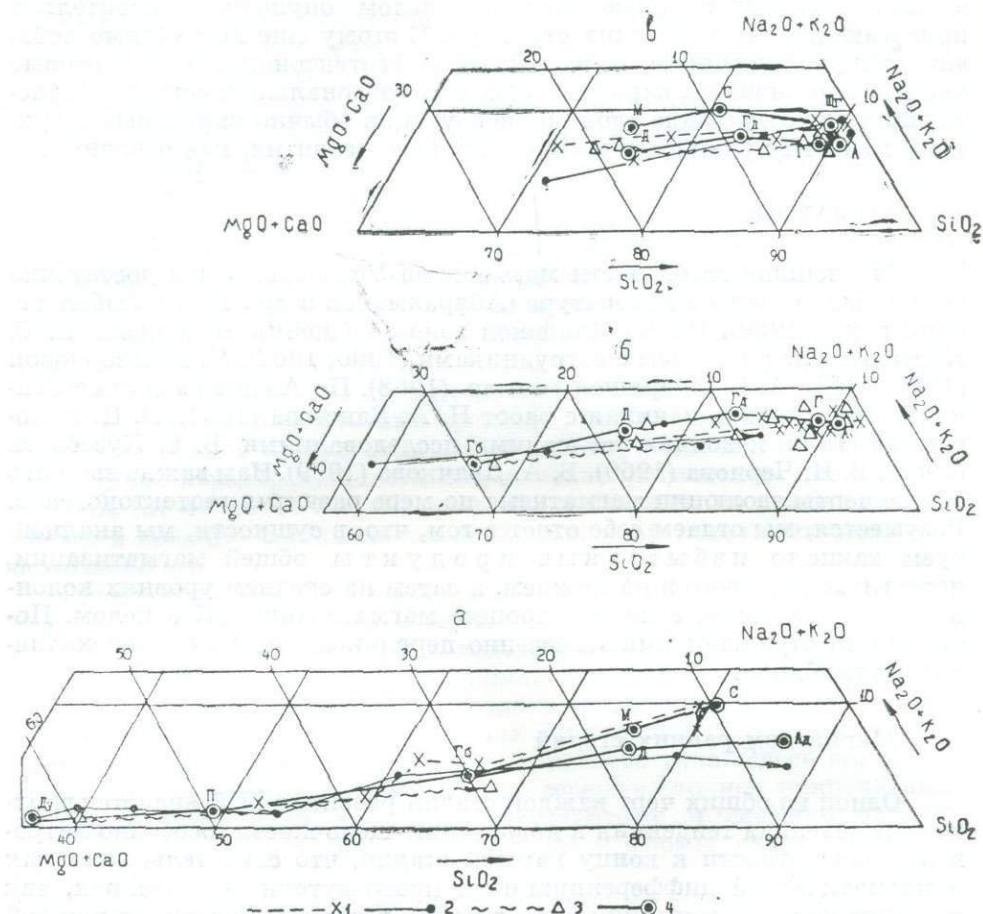


Рис. 47. Петрохимические диаграммы средних составов  $\text{SiO}_2-\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{MgO}+\text{CaO}$  (ат. %) для интрузивных пород ранней (а), средней (б) и поздней (в) стадий развития Успенского (1), Чу-Илийского (2) и Алтайского (3) геотектоногенов.  
 4 — типовые составы пород (см. рис. 7).

Известную роль играла и степень «открытости» магмопроводящих систем (Кузнецова, 1970), влиявшая на полноту дифференциации в очагах. Какое из этих предположений более близко к действительности, судить пока трудно. Во всяком случае, в дальнейшем (в верхнем девоне) магматизм развивался по обычной схеме.

Только гипербазиты Чу-Илийской зоны приближаются к среднему составу дунита, отличаясь от него несколько меньшей кремнистостью и щелочностью. Все это, несомненно, свидетельствует о их подкоровом происхождении. Последующий ряд дифференциации отвечает типовому (рис. 47). Алтайские гипербазиты более кремнистые, а успенские более щелочные, чем типовые. Таким образом, и здесь мы

находим подтверждение того, что ЗК основания этих двух геотектоно-генов была мощнее и находилась на более высокой ступени развития.

Перечень формаций различных стадий развития приведен в таблице 42. Как видно, для ранних стадий характерны гипербазитовые и базитовые серии, а для вулканитов — базальт-андезитовые. Начало ряда дифференциатов на диаграммах лежит в области дунита и базальта. Весьма характерно, что составы всех серий в разных геотекто-ногенах различные. Несколько более кислые они на Алтае и более щелочные в Успенской зоне. Конечные продукты достигают уровня пластиогранита и дацита (рис. 47, 48, 50, 51, 52).

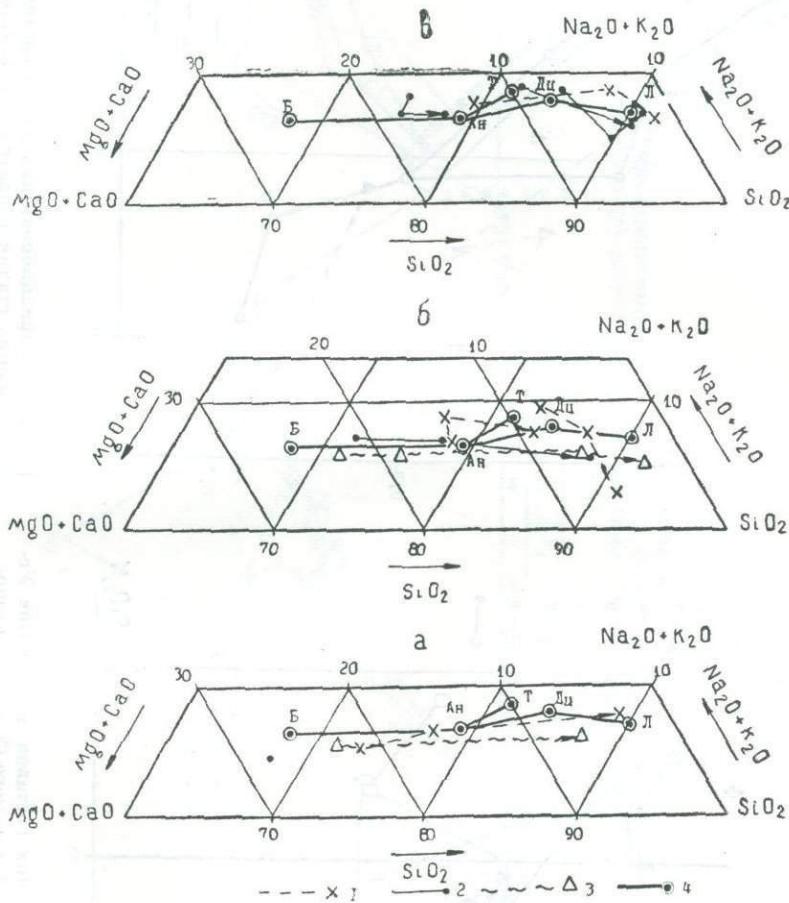


Рис. 48. Петрохимические диаграммы средних составов  $\text{SiO}_2$ — $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ — $\text{MgO}+\text{CaO}$  (ат. %) вулканитов ранней (а), средней (б) и поздней (в) стадий развития Успенского (1), Чу-Ильинского (2) и Алтайского (3) геотектоно-генов.  
4 — типовые составы пород (см. рис. 9).

Что касается пространственного размещения инициальных магматитов, то во всех случаях они тяготеют к стержневым частям геотектоно-генов, наиболее ранним их формированиям, т. е. расположены в более узкой зоне, чем весь геотектоно-ген, что видно из карт и схем. Отметим, что на Алтае в древних блоках достаточно широко развиты граниты поздней стадии каледонид, а начальные базиты сохранились лишь в виде отдельных останцев, известных в Прииртышском, Лениногорском и других районах.

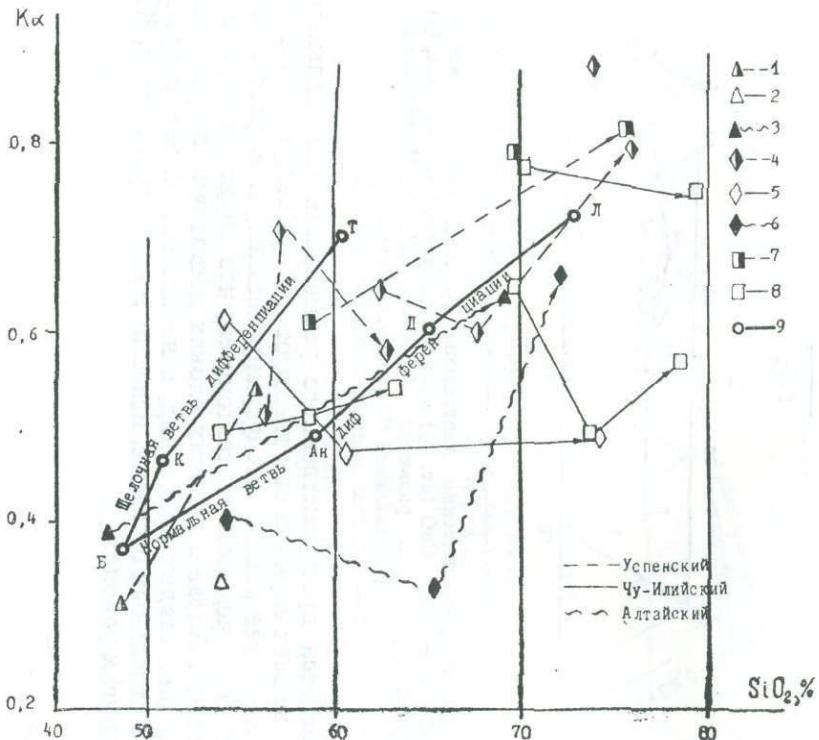


Рис. 49. Вариационная диаграмма средних составов вулканитов Успенского (1, 4, 6), Чу-Илийского (2, 5, 8) и Алтайского (3, 6) геотектоно-генов в системе «кремнезем — агпайтность».  
1, 2, 3 — вулканиты ранних стадий; 4, 5, 6 — вулканиты средних стадий; 7, 8 — вулканиты поздних стадий; 9 — типовые составы пород (см. рис. 9).

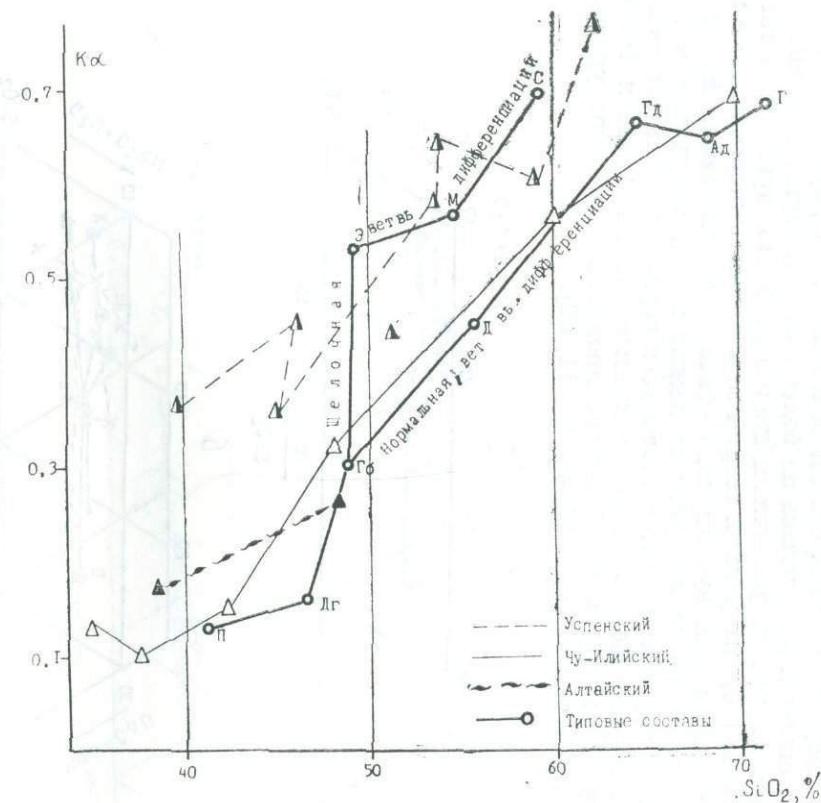


Рис. 50. Вариационная диаграмма средних составов интрузивных пород ранних стадий развития Успенского, Чу-Илийского и Алтайского геотектоногенов в системе «кремнезем — агпайтность».

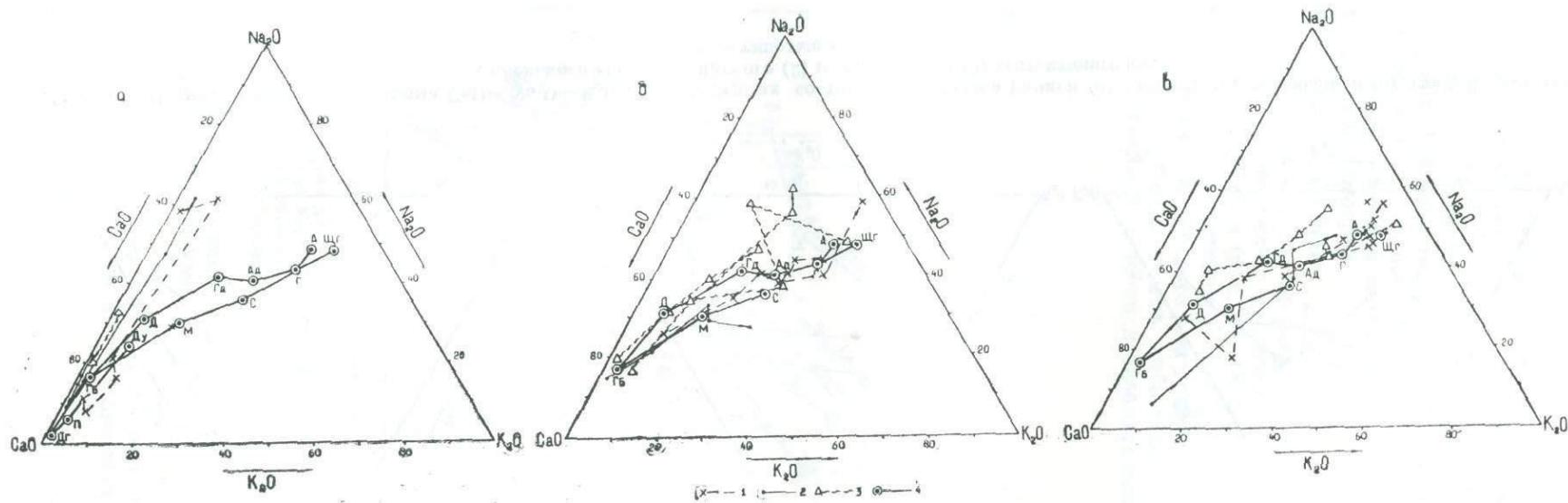


Рис. 51. Петрохимическая диаграмма CaO—Na<sub>2</sub>O—K<sub>2</sub>O (ат. %) средних составов магматитов ранней (а), средней (б) и поздней (с) стадий развития Успенского (1), Чу-Илийского (2) и Алтайского (3) геотектоногенов.  
4 — типовые составы.

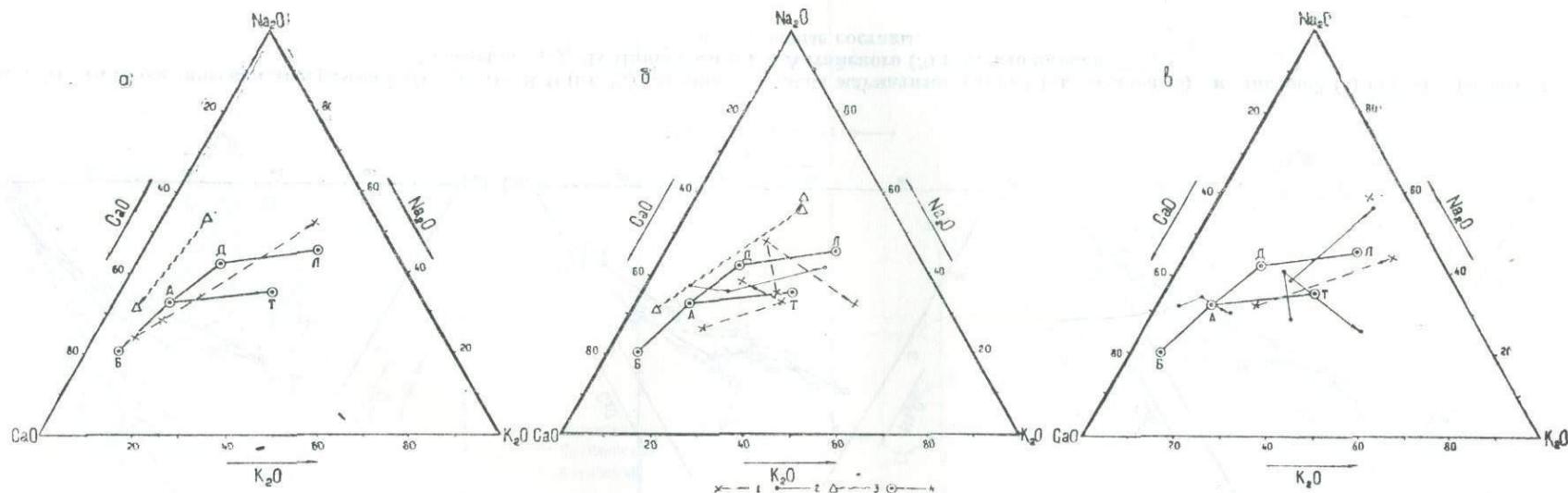


Рис. 52. Петрохимическая диаграмма  $\text{CaO}-\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$  (ат. %) средних составов вулканитов ранней (а), средней (б) и поздней (в) стадий развития Успенского (1), Чу-Илийского (2) и Алтайского (3) геотекtonогенов.  
 4 — типовые составы.

Судя по составу, источником инициального магматизма (кроме Алтая) была верхняя мантия и лишь при дальнейшем развитии — базальтовый слой (исходя из более кислого состава магматических выплавок и ограниченной способности ультраосновных магм давать кислые дифференциаты). Менее дифференцированной была верхняя мантия Жалаир-Найманской зоны. Уровни становления интрузий, с учетом времени образования и мощности перекрывающих осадков, не превышали первых километров.

### Магматизм средних стадий

Прежде всего отметим, что во всех зонах ранние дифференциаты серий средней стадии являются по своему составу более основными, чем конечные ранней стадии (рис. 47, 48, 51, 52). Из этого можно сделать вывод о каком-то качественном сдвиге. Либо это связано с некоторой паузой в эволюции процесса магмообразования и дифференциации и исчерпанием ресурсов очагов, либо говорит о смещении очагов магматизма из мантийной области в базальтовый слой. В последнем

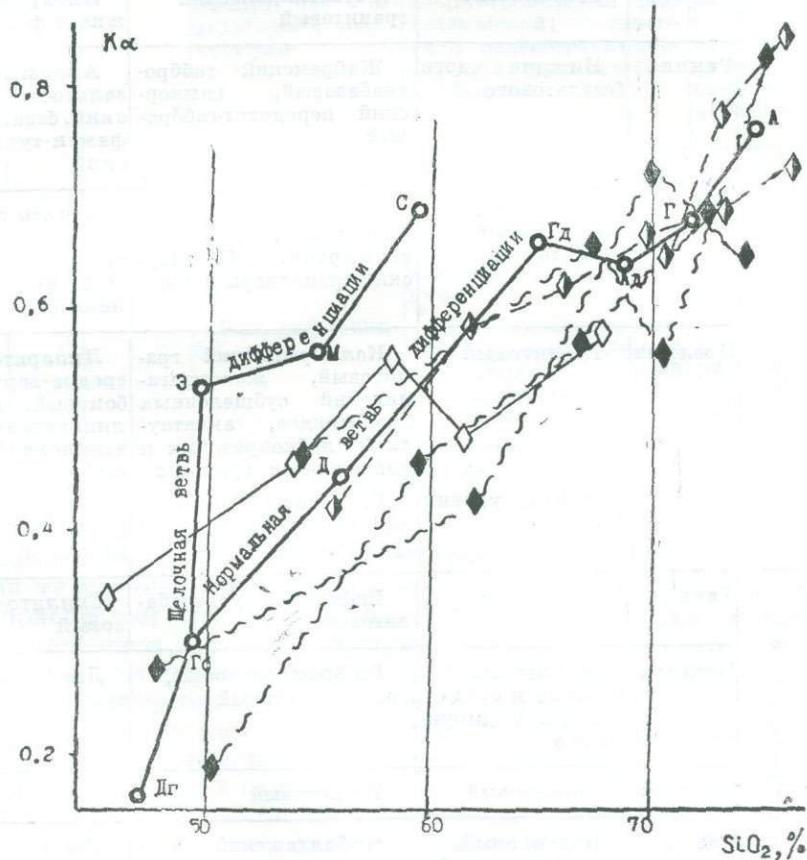


Рис. 53. Вариационная диаграмма средних составов интрузивных пород средних стадий развития Усманского, Чу-Илийского и Алтайского геотектоногенов в системе «кремнезем — агпайтность». Условные обозначения те же, что на рисунке 50.

случае еще недифференцированные магмы базальтового слоя по составу всегда будут более основными, и дальнейший ход процесса приобретет обычный вид.

Все первые формации средней стадии (табл. 42, рис. 49, 53) начали свое развитие во всех зонах и в течение всех циклов уже с более

Таблица 43

Вертикальная миграция очаговых зон магматизма в процессе формирования ЗК Успенского, Чу-Илийского и Алтайского геотектоногенов

Геотекtonоген	Цикл развития ЗК	Стадия развития ЗК	Горизонты (слои) зарождения магматических очагов	Комплекс	
				интрузивный	вулканический
1	2	3	4	5	6
Успенский	Каледонский	Средняя	Верхние части базальтового, диоритовый, верхние части диоритового, нижние части гранитового	Западнокосмурунский габбро-гранитоидный, кутурбинский основных пород Просторненский гранодиорит-гранитовый	Яшмо-диабазовый Андезито-базальтовый нижне-среднедевонский
		Поздняя	Гранитовый	Устаннынжальский гранитовый	Липаритовый живет-франский
	Герцинский	Ранняя	Нижние части базальтового	Жайремский габбродиабазовый, камкорский перидотит-габброльвый	Андезито-базальтовый франский, базальтовый фамен-турнейский
		Средняя	Диоритовый, нижние части гранитового	Шокрабайский гранодиоритовый, мамантаский гранитовый, топарский гранодиоритовый	Дацито-липаратовый визе-намюрский, андезитовый намюр-среднекарбоновый
Чу-Илийский	Байкальский	Поздняя	Гранитовый	Калдырминский гранитовый, жаксытаглинский субщелочных гранитоидов, акчатауский лейкократовых и аляскитовых гранитов	Липаритовый средне-верхнекарбоновый, дацито-липаратовый верхнекарбоновый
		Разные уровни ЗК		Байназарский субщелочных габброидов и гранитоидов	Базалт-трахи-липаратовый пермский
	Каледонский	Ранняя	Подкоровый	Рифейский ультрабазитовый	Спилито-диабазовый
		Средняя	Базальтовый, нижние и средние части диоритового	Габбро-диоритовый, гранодиоритовый	Диабаз-андезитовый
	Поздняя	Гранитовый	Гранитовый		
	Ранняя	Подкоровый, нижние части базальтового	Чу-балхашский ультрабазитовый	Базальтовый	
	Средняя	Базальтовый	Сарытумский габбро-диоритовый		Андезито-базальтовый
	Поздняя	Диоритовый, гранитовый	Кызылжартасский гранодиоритовый, жельтауский и каисский гранитовые		Дацитовый, липаритовый

1	2	3	4	5	6
Чу-Илийский	Герцинский	Ранняя	Базальтовый	Силлы диабазов	Спилито-диабазовый
		Средняя	Диоритовый	Гранодиоритовый	
		Поздняя	Гранитовый	Акчатауский лейко-кратовых гранитов и западномайкопольский лейко-кратовых и амазонитовых гранитов	Дацитовый
			Разные уровни ЗК	Байназарский субшелочных гранитоидов	
Алтайский	Герцинский	Ранняя	Диоритовый, нижние части базальтового, подкоровый	Тельбесский гранодиорит-гранитовый среднедевонский; живетский плагиогранит-порфировый, дунит-габбро-диабазовый	Базальт-липаратовый эйфель-франский, андезит-дацитовый фамен-турнейский, базальт-андезитовый
		Средняя	Базальтовый, диоритовый	Прииртышский габро-плагиогранитовый, мигматит-гнейсограницитовый, змеиногорский габро-диорит-гранодиоритовый	
			Разные уровни ЗК	Кунунушский плагиогранит-гранодиоритовый «Малых» интрузий порфиритов-порфиров	Вулкано-плутонический порфирито-порфировый
		Поздняя	Гранитовый, разные уровни ЗК	Калбинский гранитов, послекалбинский «малых» интрузий	

«дифференцированного уровня» по сравнению с начальной стадией и имели ту же тенденцию последующего развития. Все большее значение приобретает структурный контроль со стороны вмещающей среды за размещением и формой интрузий (соскладчатые интрузии), вулканизм имеет латерально-островное или цепочечно-поясное размещение. Поздние дифференцианты серии — нормальные граниты и дацито-липараты — занимают уже важное место. Становится заметнее тенденция в развитии калиевой щелочности (рис. 51, 52).

Для этой стадии магматизма ощутимое значение имеет проблема палигена, гибридизма. Состав и количественное соотношение продуктов магматизма, неустойчивые тенденции в их изменении, заметное преобладание кислых разностей, состав ксеногенных включений исключают возможность чисто базальтоидного происхождения магм и требуют предположения о продолжающейся вертикальной миграции очагов в среднюю часть колонны преобразования — верхи базальта — диоритовый слой ЗК, т. е. в область гетерогенных магм (табл. 43).

Проблема источника магмы становится еще более сложной, но менее гипотетичной, поскольку в древних толщах установлены явления магматизации, роста гнейсовых куполов. Выяснилось, что ультраметаморфизм, а затем и гранитизация локализованы вдоль линейных

зон (Глебовицкий, Судовиков, 1970), т. е. в данном случае в средних частях колонны преобразования ГПЗ.

Древние докембрийские гранито-гнейсы известны только в Чу-Илийской зоне, однако они большей частью принадлежат к изолированным массивам и не обнаруживают постепенных переходов к вмещающим породам зеленосланцевой и амфиболитовой фаций метаморфизма. Таким образом, даже они относятся к аллохтонным образованиям. Все остальные плутоны более молодого возраста во всех трех зонах являются перемещенными интрузивными, а породы их кровли не магматизированы, исключая отдельные участки на Южном Алтае.

К сожалению, ни в одном случае не пришлось наблюдать донных частей массивов, все видимые контакты четкие, интрузивные. Явления контаминации особенно наглядны в ранних диорит-гранодиоритовых массивах, однако и в этом случае их состав не определяется составом вмещающих пород, влияющих лишь на отдельные гибридные разновидности.

Изменение составов, как это можно видеть из диаграмм (рис. 51, 52), уже не обнаруживает того единства, как для ранней стадии. Меняются тенденции, возникают самостоятельные ветви, более калиевые в Успенке и более натровые на Алтае. Составы интрузивных фаций эволюционировали дальше вулканитов (рис. 47, 48, 49, 53).

### Магматизм поздних стадий

Состав магматитов поздних стадий всюду отличается повышенной кислотностью и щелочностью с отклонениями типа аляскит или трахилипарат. Еще яснее тенденция множественности направлений дифференциаций, сливающихся на схеме в сплошное поле (рис. 54). Особенно мощно проявился гранит-липаритовый магматизм, образующий сплошные поля, сопровождаемые компенсационным прогибанием (по типу синклиниориев или кальдер), пояса интрузивов и вулканитов (во всех трех геотекtonогенах). Как и в предыдущие стадии, магматиты образуют серию последовательных комплексов, каждый из которых многократен (многофазен), а вулканогенные серии многоцикличны. Все это признаки высокой ритмичности (макро- и микро-) движений, частой смены напряжений в пределах ГПЗ.

Таким образом, в целом мы имеем циклически-непрерывный магматизм, при котором магматиты каждой стадии в своем составе эволюционируют от начальных более основных магм в одном общем направлении возрастания кислотности — щелочности. Этим самым хорошо обосновывается концепция продвижения фронта магматизации ГПЗ от подкорового слоя вверх через базальтовый, диоритовый и гранитный с образованием каждый раз более кислых выплавок. Основной дополнительной энергетической базой анатексиса (помимо геотермики) и поставщиком глубинных растворов при такой модели для последующего верхнего очага может служить соответствующий нижележащий бассейн, а не вообще подкоровые области.

### Размещение магматитов

Инициальные магматиты ранних стадий каждого цикла во всех случаях тяготеют к стержневым частям геотекtonогенов — наиболее ранним их формированиям, т. е. расположены в более узкой зоне, чем сам геотекtonоген, что видно на составленных нами картах и схемах. Цепочки ультрабазитов, как правило, трассируют осевые части трогов и сами глубинные разломы, образуя линейно-вытянутые

ультрабазитовые пояса, протягивающиеся на многие сотни километров. Наиболее развитый ультрабазитовый пояс — Жалаир-Найманский. В Успенском троге Камкорский пояс выражен менее, зато в Тектурмассской зоне пояс ультрабазитов также имеет длину в сотни километров. На Алтае начальные базиты сохранились лишь в виде отдельных останцев, известных в ряде районов, а также в виде протяженной узкой цепочки в Иртышской подзоне. Для вулканитов характерны субаквальные фации, протяженные каналы трещинного типа, также тяготеющие к осевым частям геотекtonогенов.

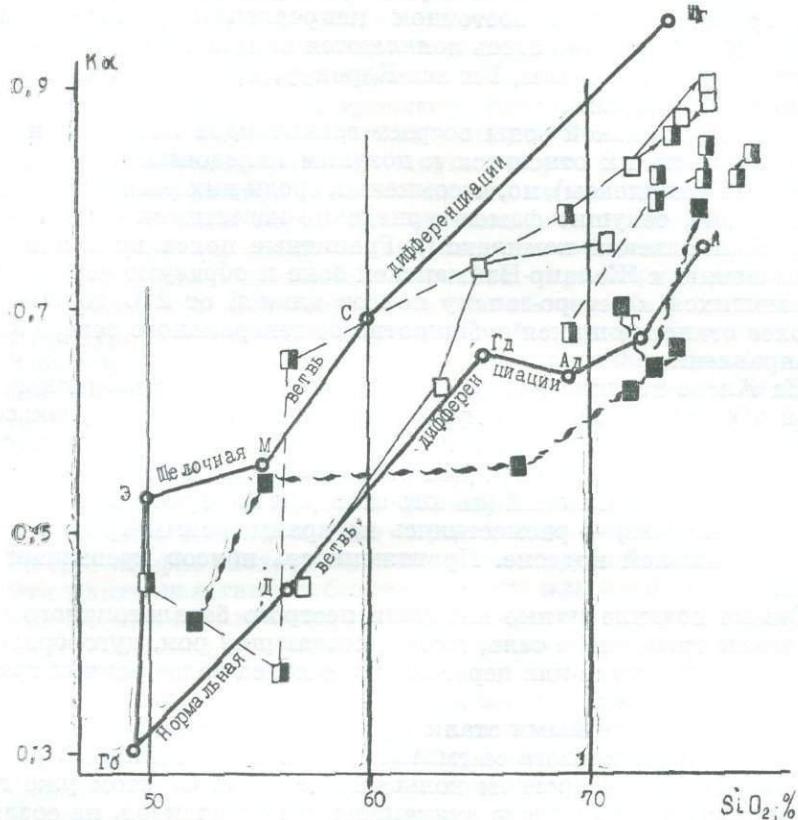


Рис. 54. Вариационная диаграмма средних составов интрузивных пород поздних стадий развития Успенского, Чу-Ильского и Алтайского геотекtonогенов в системе «кремнезем — агпайнность».

Условные обозначения те же, что на рисунке 50.

Для магматитов средней стадии все большее значение приобретает структурный контроль со стороны вмещающей среды (соскладчатые интрузии). Намечается горизонтальная миграция очаговых зон от осей геотекtonогенов в бортовые части. В результате возникают линейные пояса, обрамляющие с бортов осевой трог. В других случаях (Чу-Ильский геотекtonоген) картина усложняется образованием таких поясов и цепочек интрузий средней стадии вдоль оперяющих главную структуру зон более высоких порядков. Интрузивные тела, обычно согласные с направлением складчатости, создают цепочки и пояса, расположенные асимметрично относительно стержневой зоны. В Успенском геотекtonогене они располагаются южнее, в Чу-Ильском — северо-восточнее, на Алтае — вблизи осевой части и к северо-востоку от нее. Заметнее компенсационные проседания в связи с более высоким стоянием разгружающихся очагов.

Мощный гранитоидно-липаритовый магматизм поздних стадий широко проявлен в виде крупных поясов гранитоидов, поясов и полей кислых вулканитов островного типа с высоким коэффициентом эксплозивности. Происходила дальнейшая горизонтальная миграция очаговых зон от центров и осей геотектоногенов к их периферии. В Успенском геотектоногене продольный пояс гранитоидов калдырминского комплекса разместился севернее троговой части, а акчатауского — южнее, проникнув даже в бортовую часть каледонского Жаман-Сарысуйского антиклиниория. Одновременно ясно видно устремление гранитизации в восточном направлении (Ортау —> Каркалинск —> Кент). Именно здесь появляются полукольцевые и кольцевые структуры (Жаксытагалы, Улькен-Каракуу, Тунгатар), имеющие в плане перечнике 10—30 км.

Для Чу-Илийской зоны возраст гранитоидов пока спорный. Значительная часть их относится к поздним каледонидам (жельтауский и кайбский комплексы), но, несомненно, среди них развивались и позднегерцинские, секущие фамен-турнейские известняки (акчатауский и западномайкольский комплексы). Гранитные пояса косо направлены по отношению к Жалаир-Найманской зоне и образуют серию все укорачивающихся к северо-западу поясов длиной от 270 до 30—40 км, все более отклоняющихся субширотно от генерального северо-западного направления.

На Алтае поздние интрузии змеиногорского и калбинского комплексов образовали мощные продольные пояса. Ранее других сформировался пояс змеиногорских гранитоидных интрузий вдоль средней части Рудноалтайской зоны. Два более поздних пояса калбинских гранитов — Калба-Нарымский (на юго-западе) и Тигирекско-Черневинский (на северо-востоке) — разместились по краям, асимметрично к стержневой Иртышской подзоне. Протяженность поясов превышает 300—400 км.

Самые поздние малые интрузии пестрого базальтоидного состава образовали трещинные тела, дайки, создающие рои, дугообразные зоны, сопровождающие или пересекающие пояса более ранних гранитоидов в разных частях.

Еще более заметными стали структуры компенсационных опусканий над очагами кислого магматизма. Это либо типичные кальдеры, либо чашеобразные прогибы кольцевых систем. Об этом уже говорит сама «вложенность» поясов вулканитов и гранитоидов, не создающих кордильеры.

## ГРАНИТОИДНЫЕ ИНТРУЗИИ

### Формы тел

Большинство исследователей придерживаются мнения о том, что при внедрении магм образуются межформационные, реже внутриформационные пластообразные, лакколитоподобные, одно- и многослойные или даже многоярусные тела с относительно плоской, сводо- или куполообразной верхней поверхностью и вертикальной мощностью от нескольких сотен метров до 8—10 км и более. Внедрение магмы происходило, как правило, в обстановке неравномерных вертикальных (восходящих — кровли и нисходящих — ложа) перемещений больших блоков вмещающих пород, создававших камерное пространство путем раздвигов по субгоризонтальным поверхностям крупных несогласий, скольжений блоков, границ литологических комплексов и другим. Менее обоснована точка зрения, согласно которой интрузивы Казахстана представляют собой крутосклонные пологосводные низкие выступы

на теле неизмеримо больших по размерам массивов или даже на гранитном слое и поэтому не могут быть межформационными (Моисеенко, 1964). Приведем данные о форме интрузивных тел в описываемых геотектоногенах на основе их геологического и геофизического изучения многими авторами (Г. Р. Бекжанов, Б. А. Дьячков, О. В. Иванов, Г. В. Кувшинов, В. В. Степанов, Г. П. Нахтигаль, Ю. А. Халхалов и др.). С учетом всего многообразия можно выделить такие основные формы plutонов: горизонтально-уплощенные, штокообразные, вертикально-трещинные, кольцевые.

*Горизонтально-уплощенные массивы* наиболее многочисленны. Они, как правило, слагаются гранитоидами поздних стадий. Среди них выделяются округло-овальные и удлиненно-вытянутые, часто асимметричные в плане и вертикальном разрезе. Асимметричность создается куполами и гребнями в кровлевой поверхности, а также кольцевыми зонами проседания и воронками обрушения конусообразной, цилиндрической, корытообразной и других форм. Подводящие каналы, фиксируемые геофизическими методами, имеют трубообразную или клиновидную форму. Вертикальная мощность от 3—5 до 8—12 км, площадь — десятки, сотни квадратных километров.

Горизонтально-уплощенные тела характерны для участков геотектоногенов с проявлением линейно-блоковой и решетчато-блоковой структур. Особенностью plutонов этой группы является сложное многофазное и многослойное внутреннее строение; форма внутриинтрузивных тел также часто горизонтально-уплощенная. Мощность таких тел варьирует от первых километров до сотен и десятков метров. Многоярусных тел, упомянутых в монографии по земной коре Узбекистана (1971), пока не обнаружено.

Выяснению механизма формирования субгоризонтальных plutонов нередко помогают ясно определимые формы тел второй и особенно третьей фаз внедрения, которые часто имеют плитообразную форму. Эти плиты залегают субгоризонтально или слабо наклонно. Естественно, что при образовании камерного пространства для подобной формы plutонов резко преобладало субвертикальное раздвижение, в котором участвовали и разъединенные части массивов первой фазы. Судя по тому, что количество плитообразных тел резко возрастает в апикальных частях plutонов, наряду с восходящими движениями верхних блоков и кровли (инерционные движения интрузии предшествующей фазы) имели место опускания ложа над разгрузившимся бассейном магматизма и общая релаксация. Нисходящие движения были обусловлены еще сокращением объемов при превращении интрузии в массив (не менее 3—4 % от общей мощности plutона).

*Штокообразные тела* не так многочисленны и значительно меньшие по размерам. Это, как правило, близкие к изометричным, реже овальные тела с крутыми падениями контактовых поверхностей в сторону вмещающих пород. Иногда это купола более крупных, не выходящих на дневную поверхность горизонтально-уплощенных plutонов. Размеры тел в поперечнике колеблются от нескольких сотен метров до нескольких километров. Вертикальная мощность, по геофизическим данным, достигает 4—6 км. Обычно такие тела сложены кислыми или субщелочными разностями и своим внедрением завершают магматизм стадии. Наибольшее количество их приходится на заключительные этапы главного цикла развития геотектоногена: в Успенском и Алтайском — это позднегерцинские, в Чу-Илийском — позднекаледонские plutоны. Внутреннее строение их довольно сложное. Часто они являются фокальными частями кольцевых вулкано-plutонических построек. Массивы формировались при общем субгоризонталь-

ном раздвигании блоков в месте пересечения крутопадающих разломов разных направлений. Для них характерны большая энергия продвижения расплава, диапиризм, частая флюидальность и ориентированность протоструктур.

*Вертикально-трещинные плутоны* объединяют дайки и небольшие трещинные тела пестрого состава, часто слагающие линейно-ориентированные пояса вдоль крупных тектонических зон. Это дайки и штоки байназарского типа, в том числе внешние кольцевые дайки вулкано-плутонических построек. Иногда вертикально-трещинные формы тел проявляются в среднюю и начальный этап поздней стадии (некоторые интрузии топарского и калдырминского комплексов в Успенском геотектоногене).

В дайковых поясах вертикально-трещинные тела располагаются субпараллельно и кулисообразно, образуя сближенные поля и рои даек. Такие тела формируются в условиях попеременно растягивающих и сжимающих субгоризонтальных движений, имевших место обычно после завершения основного гранитного магматизма.

*Кольцевые системы* развиты довольно широко. Наиболее детально они изучены в Успенском геотектоногене (Авдеев, Зейлик, 1965; Перекалина, 1966; Перекалина, Рыбалтовский, 1968 и др.), менее детально — в Чу-Илийском (Дворцова, 1963). Суммируя данные этих исследователей и собственные наблюдения, можно сделать следующие выводы об особенностях формирования кольцевых структур.

В Успенском геотектоногене кольцевые вулкано-плутонические структуры возникали начиная с верхнего девона — нижнего карбона обычно на консолидированном каледонском основании в бортах Успенского трога. Морфология этих структур указывает на проявление их в условиях растяжения — проседания цилиндрических блоков над разгрузившимися магматическими камерами. В строении таких структур принимают участие вулкано-плутонические ассоциации — трахи-липаратовые порфиры, гранодиорит-, граносиенит- и гранит-порфиры, а в центральных штоках — лейкократовые и аляскитовые граниты. Для пород характерна несколько повышенная щелочность по сравнению со средними типами.

Модель кольцевой структуры для обычного ритма может быть представлена в таком виде: а) возникновение кольцевой и сопряженных с ней систем трещин отрыва; б) вертикальные движения цилиндрических и иных форм блоков; в) магматизация (заполнение) свободного пространства, образование магматических пород.

Таких ритмов в отдельных структурах (Жаксытагалы) выделяется от одного до пяти. По характеру систем трещин структуры бывают асимметричные (Катпар, Бугалы) и симметричные центробежные с расширением камеры (Жаксытагалы, Кангашты, Тунгатар, Улькен-Каракуу и др.).

### Образование камерного пространства

Для главных гранитоидных плутонов характерны два морфологических типа: горизонтально-уплощенные и штокообразные тела. Первый тип образовался в результате главным образом вертикальных движений в структурной раме и при слабых горизонтальных, а второй — при общем субгоризонтальном раздвижении блоков рамы при наличии пересекающихся крутопадающих разломов двух или нескольких направлений.

Образование камерного пространства и его заполнение происходили синхронно в условиях общего растяжения и раздвижения блоков.

ков относительно менее вязким расплавом в процессе общего поднятия с отставанием блоков ложа от блоков кровли и с последующими опусканиями ложа, в целом обеспечившими мощность массива в несколько километров. В многофазных plutонах последовательные интрузии формировались при аналогичном механизме, часто занимали место внутри гранитов I фазы, реже выходили за пределы массивов во вмещающие породы (Щерба, 1951; Коптев-Дворников, 1955). В обеих формах plutонов — это одинаковые плитообразные тела с крутопадающими корнями, занявшие место при субвертикальном раздвигании блоков массива гранитов I фазы. Такой механизм неизбежен, поскольку мы не отмечаем явлений замещения вещества вмещающих пород (а если оно кое-где и отмечается, то масштабы его совершению незначительны, включая и обрушение кровли), расплавления боковых пород, нарушения внутренних структур в блоках вмещающей рамы, смятия и уплотнения вмещающих пород. Отсутствуют также и сколько-нибудь заметные процессы контаминации и гибридизма, особенно для последующих фаз внедрения. Обращает на себя внимание и однотипность движения от начала создания камерного пространства до внедрения последней, заключительной массы plutона, способствующая построению многослойных, ступенчато расположенных уплощенных тел гранитов разных фаз.

Усложнение форм массивов элементами второго порядка и их несогласие с основными (купола, гребни, апофизы, разно ориентированные по отношению к вытянутости plutонов), возникновение локальных структур сжатия (протоструктуры течения, волокнистость, трещиноватость) — свидетельство общей ритмики растяжения — сжатия, проявлявшейся постоянно.

Формы гранитоидных интрузий выражают, следовательно, структуру и поле напряжения среды и представляют собой фигуры равновесия на заключительной стадии движения пластичных масс (с учетом еще инерционных сил). Позже, при последующих внедрениях, фигура усложняется за счет многослойности; в условиях преобладания вертикальных движений создаются плитчатые субгоризонтальные тела с клиновидными корнями. Самые поздние трещинные интрузии обычно имеют дайкообразную форму (горизонтальное раздвижение блоков) с утолщением в верхней части.

Если принять в расчет максимальные размеры интрузий, то весь период формирования обычных массивов гранитоидов по формулам теплового потока определится в 5—6 млн. лет, а наиболее крупных — в 10—12 млн. лет (Щерба, 1957, 1960), что отвечает величине и дробности циклов малых порядков (табл. 39). Период становления всего комплекса гранитоидов, очевидно, охватывал время не меньшее, чем время становления наиболее крупных массивов. Если принять средний попечник интрузии первой фазы в 8 км и глубину становления в 3 км, начальную температуру расплава 1000°, конечную (при переходе его в гранит) 500° и учесть, что последующие фазы кристаллизовались в тепловом поле первой фазы, то можно определить общее время формирования plutона и его отрезки продолжительностью от миллионов до тысяч лет для отдельных элементов plutона, согласующееся с ритмом напряжений сжатия — растяжения (Щерба, 1970, табл. 8).

### Распространенность, внутреннее строение

Для комплексного редкометального оруденения основными рудогенерирующими образованиями служат гранитоидные интрузии и вулкано-plutоны кислого состава. Как показывают эволюционные серии,

при становлении геотектоногенов одного цикла развития они проявляются дважды — в конце средней стадии и в продолжение всей поздней стадии. В первом случае это члены ряда диорит — гранодиорит (дацит) — гранит, во втором — гранодиорит — гранит (липарат) — лейкократовый или субщелочной гранит.

В полигенетических зонах (Чу-Илийской) гранитоидных серий больше. Если исходить из установленной общей закономерности, то в Чу-Илийском геотектононгене имеется не менее четырех разновозрастных комплексов гранитоидов каледонид и герцинид, не считая байкалид. В Успенской зоне этот вопрос изучен лучше, и возраст гранитоидов определен достаточно уверенно. То же самое можно сказать и об Алтае.

Для генерирования гранитоидов подвижная зона в зрелой ЗК должна пройти всю начальную стадию развития и большую часть средней, т. е. не менее 60—70 млн. лет от момента возникновения активных движений, обычно же спустя 90—100 млн. лет. Следовательно, утверждение ряда авторов о том, что в активизированных платформенных блоках вначале появляются гранитоиды, по-видимому, не вполне достоверно, если это не гранитные магмы соседней ГПЗ полного цикла развития, распространившиеся в бортовые части (прилегающая решетчатая активизация).

Очень важные и принципиально новые выводы о гранитоидном магматизме и складчатости сделаны Ю. А. Кузнецовым и А. Л. Яншинным (1967). Отметим главнейшие.

1. Совершенно отчетливо доказывается наличие так называемого внегеосинклинального гранитоидного магматизма, распространяющегося вдоль глубинных разломов во внутриматериковые массивы, не связанного с фазами складчатости, в большинстве являющегося послескладчатым.

2. Появление гранитных интрузий совпадает с периодами поднятий блоков «геоантиклинального» типа, что, как нам кажется, связано с процессами всучивания колонны преобразования.

3. Анатектическое образование гранитоидной магмы происходит за счет глубоко метаморфизованных пород под воздействием интрапеллурических растворов в сквозной системе глубинных разломов, а не связано с определенным геометрическим уровнем гранитообразования.

Эти выводы хорошо увязываются с механизмом образования линейных и каркасных геотекtonогенов, с эволюцией в них магматизма и подтверждаются всеми приведенными выше данными о магматизме всех трех описанных структур.

Эволюция состава гранитоидов в общем стандартна. Гранодиорит-гранитные серии, доходя в своем развитии до уровня лейкократового гранита (или еще раньше), далее обнаруживают тенденцию к расщеплению на две ветви:

лейкократовый гранит → субщелочной гранит  
аляскит,

каждая со своей специфической минерализацией. Попеременно усиливается то натровая, то калиевая щелочность, возрастает количество летучих, проявляется отчетливая геохимическая специализация.

Поскольку очаги гранитных магм зарождались в гранитном (или диоритовом) слое, то уже не возникали промежуточные бассейны, и потому области дифференциации ограничивались камерами плутонов. Здесь в силу вязкости кислых магм, дегазации и падения темпера-

туры условия для разделения расплавов были ограниченными; только местами происходила ликвация с возникновением субфаций расслоения. В то же время в связи с последовательными многократными инъекциями, разделенными небольшими промежутками времени, мало изменялся и состав отдельных фаз внедрения.

Инtrузии обогащались лиофильными элементами, затем водой, хлором, фтором, бором, акцессорными редкоэлементного ряда (Коптев-Дворников, 1968; Митрофанская, 1970).

Внутреннее строение массивов сложное благодаря формированию их из двух-трех и более последовательных фаз внедрения магмы, поступавшей из очаговой области. Кроме того, каждая интрузия фазы испытывала последующие внутрикамерные перемещения, особенно ее остаточные части. Все это создавало сложную картину в отношении вне- и внутрикамерных инъекций, в конце концов формировавших общее тело плутона.

Наиболее полная схема становления Нарымского массива калбинского рудоносного комплекса была представлена ранее (Щерба, 1957). Последующие работы Б. А. Дьячкова (1969) подтвердили и несколько расширили ее. На примере изучения эталонного массива Акчатау (Щерба, 1948, 1968; Малькова, 1970) установлено, что каждая фаза внедрения сама по себе представляет сложное образование. Она включает дополнительные инъекции, субфации контакта и расслоения, свои внутрикамерные дифференциаты, сопровождается своими рудообразующими процессами. Здесь как бы в миниатюре повторяется прерывисто-непрерывный процесс становления, изменения состава и рудообразования, свойственный всему комплексу. Если отступить еще на один временной более дробный порядок, то такая же ритмичность наблюдается в отношении каждого магматического тела при его полигенеративной кристаллизации, при которой образуются ассоциации породообразующих минералов и выделяются избыточные продукты.

Причинность многофазности гранитных плутонов еще не получила своего разъяснения. Пока же, по совокупности данных, можно предполагать, что главным механизмом является ритмичность напряжений силового поля и смена знака движений во времени, которая затрагивала все части колонны преобразования, включая области магматизации и области становления интрузий. При сочетании ритма движений, наличии ресурсов магматических очагов и магмовыводящих каналов многофазность оказывалась неизбежной.

Интересен вопрос о причинах трехфазности большинства редко-металлических гранитных интрузий (акчатауского, калбинского, горно-алтайского, западномайкольского и других комплексов), состоящих из двух основных фаз интрузии (I—II) и резко подчиненной III фазы пластовых тел мелкозернистых гранитов. Каждый из подобных массивов формировался в разных зонах, в различных структурно-текtonических условиях, на разных глубинах, в различных по составу, фациальной принадлежности, строению и стратиграфическому уровню породах, но, несмотря на это, общность механизма их формирования и внутреннее строение повторяются от массива к массиву.

Признаки ритмов четче проявляются на стадии затухания магматизма, при исчерпании энергетических и материальных ресурсов, тогда как на первых стадиях они гасятся внутри мощной и длительной магматической фазы. В последнее время установлено, что каждая фаза сопровождалась своей дайковой серией и даже слабым оруднением, и, следовательно, микроритмы явственно сопровождают и основную фазу.

Если макроритмичная многофазность — общий признак для большинства массивов, то число продуктов микроритмов (последовательных даек, рудных генераций) всегда переменное и не совпадает даже для соседних plutонов. Можно допустить, что макроритмы магматизма — общее для всего геотектоногена явление, отражающее режим его развития, а микроритмы — результат чисто местных движений в связи со становлением системы конкретного интрузива.

Размещение гранитных plutонов в виде продольных цепочек или поясов в пределах геотектоногенов — свидетельство ограниченной локализации и самих магматических очагов — областей гранитизации в пределах ГПЗ в виде сплошных узких рукавов, либо цепочечных бассейнов. Их разгрузка должна была приводить к утонению материнского слоя ЗК.

Гранитные пояса в геотектоногенах, как показано выше, размещаются асимметрично, чаще всего в сторону от стержневой зоны, отмечая разрастание геотектоногенов, и лишь в редких случаях совпадают с ней (Успенский). О мощности процессов гранитообразования можно судить хотя бы по площади гранитных массивов на современном денудационном срезе геотектоногенов (табл. 44).

Таблица 44  
Соотношение площадей гранитоидных массивов в геотектоногенах

Геотектоноген	Площадь, км <sup>2</sup>	Площадь гранитов, км <sup>2</sup>	% от общей площади
Успенский	31000	5200	17
Чу-Илийский	66000	11000	17
Алтайский	88000	21000	23

Если пересчитать эти данные на объемы в слое толщиной 10 км с учетом глубинной магматизации, то соотношения еще более возрастут. Таким образом, в верхней части колонны преобразования гранитоидный магматизм занимает первое место. Если добавить еще и площади вулканитов, то с полным основанием Алтайскую и частично обе другие структуры можно отнести к классу геомагматогенов.

Нельзя не обратить внимания еще и на цикличность магматических серий, которая проявляется уже в самом наборе формаций (табл. 42), затем видна в каждом комплексе и даже при становлении каждой фазы, а также фаций и субфаций. Однако это не простое повторение, а лишь подобие со своими качественными отличиями, прежде всего в пространстве (различное расположение одновозрастных поясов и тел), по форме (неодинаковые размеры и формы тел), по механизму становления (различие в количестве фаз и субфаз, условиях становления, глубинности), по составу (ступенчато изменяющиеся ряды дифференциации), по внутреннему механизму кристаллизации (различные минеральные ассоциации нескольких поколений, степень упорядочения) и по многим другим признакам. Все это очень убедительно демонстрирует диалектическое развитие событий, причем оно происходило в условиях взаимодействия внешних факторов (ритмика напряжений сжатие — растяжение и как следствие — периодичность) с внутренними (качество и энергетические потенциалы вещества).

Отсюда и те три аспекта в роли, которую играл магматизм в формировании ГПЗ:

1) магматиты — продукты уравновешивания неравновесных энергетических систем, возникавших в процессе формирования ГПЗ;

- 2) магматизм — аккумулятор и передатчик энергии, высвобождавшейся в процессе формирования ГПЗ;
- 3) магматизм — переносчик вещества в колонне преобразования ЗК.

Главное значение в разуплотнении и переносе вещества, перестройке всей колонны ЗК принадлежало именно магматизму. Все процессы изменения состава и мощности оболочек ЗК — базальтизация верхней мантии, диоритизация базальтового слоя, гранитизация диоритового и седиментного слоев, наращивание гранитного слоя, как правило, сопровождались формированием магматитов соответствующего состава — этих как бы избыточных продуктов процесса, перемещавшихся в верхние горизонты ЗК, которые к тому же поглощали значительную часть энергии, освобождавшуюся при создании ГПЗ.

## Глава 5

### РУДОНОСНОСТЬ, РЕДКОМЕТАЛЬНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Прошедшие вдоль ГПЗ повышенная дифференцированность и наращивание мощности вещества ЗК обусловили и сепарацию рудогенных элементов. Описанные геотектоногены отличаются от бортовых древних блоков насыщенностью самым разнообразным эндогенным и частично связанным с ним экзогенным оруденением, проявившимся на различных стадиях развития. Оруденение локализовано вдоль разновозрастных структурно-металлогенических зон, в своей совокупности образовавших согласные одноименные рудные пояса линейных геотектоногенов. Два из них — Алтайский и Успенский — изучены более основательно и гораздо слабее исследован Чу-Илийский.

Потенциальные ресурсы поясов зависят от масштабов процессов рудообразования в различные металлогенические эпохи и от степени сохранности рудных поясов, заключенных между двумя критическими поверхностями — гомогенизации снизу и денудации сверху.

Кратко рассмотрим развитие металлогенеза по металлогеническим циклам и эпохам, соответствующим циклам и стадиям образования геотектоногенов. Надо учесть, что каждая металлогеническая эпоха обладала своими периодами и этапами, обусловленными макро- и микроритмичностью геологических новообразований, в том числе оруденения (Сатпаев, 1953; Смирнов, 1965; Твалчрелидзе, 1966; Есенов, 1970; Косыгин, 1969; Кузнецов, 1963; Рундквист, 1971; Хамрабаев, 1969; Щерба, 1970 и др.).

#### БАЙКАЛЬСКИЙ ЦИКЛ

Байкальский металлогенический цикл изучен очень мало, еще менее известна его металлогенез. Приведем некоторые отрывочные данные по Чу-Илийскому рудному поясу.

Ранняя эпоха, судя по наличию ультрабазитов и серпентинитов, вероятно, сопровождалась никель-cobальтовым и иным оруденением, обычным для ультраосновных магм.

В вулканогенно-осадочных формациях известны проявления атасуйского типа железа, марганца, свинца, цинка и других элементов, связанные с базальтоидами. Возможно, к этой же группе относятся считающиеся протерозойскими железистые кварциты (часто с марганцем) Жуантобе и других районов. Все они тяготеют к Жалаир-Найманскому трогу и его ответвлениям (Сарытумскому и др.).

Средняя эпоха пока не имеет явных представителей. Судя по наличию магматитов среднего состава, можно надеяться на обна-

ружение обычного сидеро-халькофильного оруденения метасоматического и жильного типов.

Поздняя эпоха также пока не представлена определенными находками руд. Состав гранитоидов (гранодиориты, плагиограниты, граниты) показывает, что здесь возможно обнаружение золотого, редкоэлементного и иного оруденения.

### КАЛЕДОНСКИЙ ЦИКЛ

Металлогения более широко проявлена в том же Чу-Илийском поясе. Основные данные по ней приведены в главе 2. Геохимическая характеристика магматических формаций отражена в таблице 45.

Ранняя эпоха сопровождается вулканогенно-осадочным (частично гидротермальным) оруденением атасуйского типа железа, свинца и цинка, бария, фосфора в Сарытумской зоне и других прогибах, затем молибдено-ванадиевым седиментным оруденением в аргиллито-кремнистых породах кембрия (аналог Карагатау), источником которого, вероятно, также был базальтоидный вулканизм.

С ультрабазитами связано никель-cobальтовое и слабое хромитовое оруденение, а также асBESTОНОСНОСТЬ в метаморфизованных разностях (Михайлов, 1958; Ведерников, 1970).

Для раннекаледонской эпохи Алтая было свойственно близкое по составу оруденение, включая железное и полиметаллическое. Помимо никеля и кобальта с ультрабазитами связано и хромитовое оруденение, о чем можно судить по пропласткам хромитоносных девонских песчаников (Лениногорский район).

Средняя эпоха в Чу-Илийском поясе выражена достаточно отчетливо в связи с магматическими формациями эволюционирующего состава. Это контактно-метасоматическое железное и медное оруденение, кварцевожильное различного полиметального состава, в том числе с золотом и молибденом.

В Успенском поясе, судя по остаткам в Атасуйском антиклинории, было проявлено медно-пирротиновое и кварцевожильное золотое оруденение.

На Алтае известно медное, полиметаллическое и золотое оруденение в северо-восточных бортовых частях и реликтовых блоках каледонид (Алейский, Синюшинский и др.).

Поздняя эпоха наиболее ярко проявлена в Чу-Илийском поясе, где с вулкано-плутонитами девона распространено разнообразное халько-литофильное оруденение, в том числе молибденовое и золотое. Широко развитый гранитоидный магматизм сопровождался оловянным, молибденовым, вольфрам-молибденовым и иным оруденением.

В Успенском поясе пока не обнаружено существенного позднекаледонского оруденения, хотя проявления вольфрама, висмута, золота и молибдена довольно многочисленны. Представляют интерес мало изученные области сопряжения Успенского и Чу-Илийского поясов, где с вулканитами девона возможно нахождение новых рудных скоплений. В соседней Спасской рудной зоне привлекает внимание медное и золотое оруденение.

### ГЕРЦИНСКИЙ ЦИКЛ

Этот цикл проявился особенно мощно и широко в Успенском рудном поясе и на Алтае, создав их главную промышленную ценность. В этом отношении вполне сопоставимы количественно и качественно масштабы их геологического (тектоно-магматического приращения) и металлогенического развития.

Таблица 45

Формация	Геотекто-ноген	Содержание элементов		
		Ниже кларков	Кларковое	Два и более кларков
		Каледонский цикл		
Базальтовая	Чу-Илий-ский	Be, W, Sn, Nb, Cu, Pb, Zn, Ba, Sr, La, Zr, Ti, Mn, Ni, Co, Cr, V	Mo	
Анdezитовая	»	Be, W, Ni, Cu, Ba, Zr, La, Ti, Mn, Co, Cr, V	Sn, Zn	Mo, Pb
Гранодиоритовая	»	Be, W, Sn, Nb, Cu, Zn, Ba, Zr, Mn, Ni, Co, V	Sr, Ti, Cr	Mo, Pb
Липаритовая	»	W, Nb, Zn, Ba, Sr, La, Zr, Mo, Co, V	Be, Sn, Cu, Pb, Ti, Ni, Co	Mo, Pb, La, Au
Гранитовая	»	W, Nb, Cu, Zn, Ba, Sr, Zr, Mn, Ni, Co, Cr, V	Be, Sn, Pb, Ti	Mo, La
Герцинский цикл				
Базальтовая	Успенский	Sn, Nb, Pb, Fe, Mn, Co, Ni, V	W, Mo, Zn, Ti, Cr	Cu, Zn, Yb
Анdezитовая	Алтайский	Cu, Zn, V	W, Co	Co, Pb
	Успенский	Mo, Pb, Fe, Ti, V		Sn, Nb, Y, Zr, Cu, Zn, Mn
Габбро-диабазовая	Алтайский	Cu, Pb, Zn, Ni, Co, Cr, V, Yb	Be, W	Ni, Cr
	Успенский	Pb, Zn, Ti, Co, Ni, Cr, V	V	Mo, Sn, Nb, Cu, Ba
Плагиогранит-порфи-ровая	Алтайский	Cu, Zn, Ni		Co, Cr
Габбро-плагиогранито-вая	»	Mo, Yb, Zn, Co, Ni, Cr, V	Cu, Pb	
Гранодиоритовая	Успенский	Pb, Ti, Mn, Ni, Cr, V	Cu, Co	
	Алтайский	Be, Pb, Ba, Zr, Fe	W, Mo, Cu, Zn, La, Sn, Mn	Co, Ni, Cr, V
Липаритовая	Успенский	Zn, Ba, Zr, Mn, Ti,	Pb, La, Ni, Co	Cu, Cr, V
Гранодиорит-гранито-вая	»	Zn, Zr, Fe, Ti	W, Mo, Sn, Cu, Pb, Ni, Cr, V	Nb, Y, Mn
Анdezитовая	Чу-Илий-ский	Be, Nb, Zn, La, Sr, Ba, Zr, Fe, Mn, Ti, Cr	W, Mo, Cu, Pb, Co, V	Sn, Y, Yb, Ni
Липаритовая	Успенский	Sn, Ni, Zn, Zr, Fe, Mn, Ni, V	W, Cu, Ti, Co	
	Чу-Илий-ский	Be, Sn, Zn, Ba, Sr, La, Mn, V	Cu, Pb, Ti, Ni, Co, Cr	W, Y, Pb, Cr
Гранитовая	Чу-Илий-ский	Nb, Zr, Fe, Ti, Cr	W, Sn, Pb, Zn, V	Mo, Y, Cu, Mn, Co, Ni
	Успенский	Cu, Zn, Ba, Zr, Ti, Cr, Ni, Co, V	Be, Sn, Pb, Sr, La, Mn	Mo, Nb
«Малых» интрузий	Алтайский	Be, Nb, Y, Zn, Sr, Ba, Zr, Fe, Mn, Ti, V	Sn, La, Cu, Co, Ni, Cr	Mo, W, Pb
	Успенский	Zn, Co, V, Ti, Mn	Be, La, Ni	Sn, Li, Co, Pb
		Be, Nb, Yb, Zn, Ba, Zr, Fe, Ti, Co, Cr	Mo, Sn, Y, Cu, La, Sr, V	Pb, Ni

Ранняя эпоха в Успенском поясе представлена многочисленными месторождениями атасуйского типа (железо, марганец, барий, свинец, цинк, медь) и более слабым медным с кобальтом и никелем оруденением (Камкор) и собственно медным (Успенка).

На Алтае это также широко распространенное вулканогенно-осадочное железное оруденение (мало марганца), затем основное вулканогенное девонское колчеданно-полиметаллическое (цинк, свинец, медь, барий, золото, серебро, ртуть и другие элементы-спутники), медно-пиритовое (Иртышская медная линия, выделенная еще в 1904 г. Тульчинским) и, наконец, никель-кобальтовое, ртутное и золотое.

Обращает на себя внимание наличие в одном геотектоногене структурно-металлогенических зон с разным типом развития — так называемым эвгеосинклинальным (Рудноалтайская) и миогеосинклинальным (Калба-Нарымская), сопровождавшихся разным типом оруденения: преобладающее ранним в первом типе и преобладающее поздним во втором.

Особенно интересны находки, сделанные в последнее время Лениногорской экспедицией в Белоубинской ветви (Стрежное, Гусляковка, Сакмариха и др.) и подтвердившие идеи вулканогенной гипотезы (Щерба, 1963, 1968). В то же время, судя по отрицательным результатам специальных огромных объемов многолетнего поискового бурения под «антеклинали» и структуры, связанные с саурскими, змеиногорскими гранитоидами и «малыми поздними интрузиями», эти концепции в части колчеданно-полиметаллического оруденения на Рудном Алтае себя уже, по-видимому, исчерпали. Однако еще и сейчас в печати появляются работы в защиту гипотезы «послескладчатого оруденения», в которых повторяются прежние ошибки, зато полностью игнорируются новые данные как по самому Алтаю, так и по другим аналогичным рудным провинциям мира. Именно на Алтае генетические представления приобрели сейчас вполне определенное материальное значение.

В Чу-Или в отдельных грабен-синклиналях от денудации сохранилось железо-марганцевое и свинцово-цинковое оруденение атасуйского типа, масштабы которого здесь значительно меньшие.

Средняя эпоха в Успенском поясе выразилась в формировании менее крупных месторождений: контактово-метасоматических полиметаллических, гидротермальных жильных и прожилково-вкрашенных медных и молибденово-медных, золото-сурьмянных, золотых, иногда с висмутом и вольфрамом.

Более мощное халькофильное оруденение подобных типов проявилось на Алтае. Намного шире распространено вкрашенное и жильное медное, полиметаллическое и золотое оруденение почти на всем протяжении Рудноалтайской зоны, тогда как в Калба-Нарымской зоне оно преимущественно золотое, возможно ртутное.

В Чу-Ильском поясе на основании ряда находок и геохимических аномалий можно лишь предполагать о наличии сидеро-халькофильного оруденения (в том числе золотого), но оно пока слабо изучено. Однако следует отметить присутствие ртутного, мышьякового и иного оруденения, связанного с отдельными вулканическими центрами и интрузиями.

Поздняя эпоха резко преобладающего редкометального оруденения отчетливо проявлена во всех трех поясах.

В Успенском поясе это месторождения грейзенового класса — вольфрама, молибдена и их спутников, а затем альбитит-грейзеновые редкоземельные. Подобные месторождения распространены и в Чу-Ильском поясе. В одних более развито молибденовое оруденение

Таблица 46

## Главные рудные формации металлогенических циклов и эпох трех геотектоноценов

Металлогенический цикл и эпоха	Успенский		Чу-Илийский	Алтайский
	1	2	Рудная формация	4
Байкальский Раннебайкальская			Колчеданная (?) никель-кобальтовая (?) Кремнисто-железистая вулканогенная	—
Среднебайкальская Позднебайкальская	—	—	Железо-медная (?) контактово-метасоматическая ?	—
Каледонский Раннекаледонская	Для основания Кремнисто-железистая вулканогенно-осадочная Медноколчеданная		Железо-барит-полиметаллическая вулканогенная Фосфорная, молибден-ванадиевая вулканогенная Хромит-платиноидная эпимагматическая Никель-кобальтовая, асbestовая	Железо-полиметаллическая вулканогенная Хром-никелевая
Среднекаледонская	Золотая кварцевожильная (?)		Медная и полиметаллическая жильная, прожилково-вкрашенная (?), контактово-метасоматическая Золотая кварцевожильная и вторично-кварцитовая (?)	Медноколчеданная (?) Золоторудная
Позднекаледонская	Редкоэлементная гиповулканогенная		Хрусталеносная пегматоидная Золотая кварцевожильная Редкометальная комплексная с молибденитом, вулканогенная Редкометальная (W, Mo, Sn, Bi) кварцевожильно-грейзеновая Ртутная вулканогенная	Редкометальная (?) кварцевожильная

Герцинский Раннегерцин- ская	Железо-марганцевая и барит-полиме- таллическая вулканогенная (атасуй- ский тип) Медно-никелевая гистеромагматиче- ская	Железная и свинцово-цинковая вулка- ногенная (атасуйский тип) Медная и полиметаллическая прожил- ково-вкрапленная	Железорудная вулканогенно-осадоч- ная Колчеданно-полиметаллическая вул- каногенная Кобальт-никелевая Медно-колчеданная
	Медная прожилково-вкрапленная Полиметаллическая кварцевожиль- ная Железорудная контактово-метасома- тическая Медная вторичнокварцитовая Золотая и золото-сурьмяная квар- цевая	Медная и полиметаллическая прожил- ково-вкрапленная Молибденово-медная вторичнокварцито- вая (?) Золотая кварцевожильная Ртутная вулканическая	Медная и полиметаллическая про- жилково-вкрапленная вулканогенная Медная и полиметаллическая квар- цевожильная Медная, железная контактово-метасо- матическая Золотая кварцевожильная Ртутная гидротермальная
Позднегерцин- ская	Хрусталеносная пегматоидная Редкометальная кварцево-жильно- грейзеновая Редкометальная скарново-карбонат- но-грейзеновая Редкоземельная эпимагматическая и грейзеновая	Хрусталеносная пегматоидная Вольфрам-оловянная кварцевожильно- грейзеновая Редкометальная (W, Mo, Sn, Bi и др.) кварцевожильно-грейзеновая Флюоритоносная скарново-карбонатно- грейзеновая	Золотая кварцевожильная и про- жил- ково-вкрапленная Редкометальная комплексная (Ta, Nb, Sn и др.), пегматоидная Молибден-вольфрамовая кварцево- жильно-грейзеновая Оловянно-вольфрамовая кварцево- жильно-грейзеновая Редкометальная скарново-карбонат- но-грейзеновая

(Шалгия, Зап. Прибалхашье), в других отмечается и оловянное как в комплексных месторождениях, так и в собственно оловянных кварцево-жильно-грейзеновых.

На Алтае оруденение поздней эпохи широко распространено в Холзунско-Сарымсактинской подзоне (Тигирекско-Черневинская зона) в виде разнообразных формаций того же грейзенового класса, главным образом вольфрамовое и молибденовое. Вдоль противоположного края протянулась Калба-Нарымская зона с вольфрам-оловянным оруденением. Олово известно более чем на 200 участках, оно разрабатывалось в древности, еще в эпоху бронзы.

Главные рудные формации представлены в таблице 46.

\* \* \*

Рассматривая в целом рудоносность трех рудных поясов, можно отметить такие особенности.

1. Развитие самих геотектоногенов и их металлогении полициклически. Ранние, средние и поздние эпохи сопровождаются оруденением определенного состава — сидеро-, халько- и литофильным, общий характер которого хотя и повторяется в разных структурах, но имеет свои индивидуальные особенности.

2. От цикла к циклу обнаруживаются как бы ступенчатые сдвиги от сидерофильности в сторону литофильности оруденения, которое оказалось особенно мощным и наиболее сохранившимся от денудации в Успенском геотектоногене. Сидерофильное оруденение достаточно проявлено в Чу-Илийском геотектоногене, но там оно менее сохранилось. В целом мощность эндогенного оруденения определяется масштабами соответствующего магматизма и его дифференцированности.

3. Отмечается синхронность оруденения определенного состава не только в одном рудном поясе. Соответствующие металлогенические эпохи, как и стадии развития, близки по времени во всех трех поясах. Для Алтая характерно несколько более раннее вступление, четко зафиксированное для герцинид (средний девон, а в Успенке и Чу-Или — верхний девон).

4. Оруденение во всех трех поясах локализуется в пределах рудных зон, рудных подзон (табл. 47), рудных узлов (различного уровня вскрытии) и в своей совокупности создает соответствующие сложные многометальные рудные пояса линейного типа.

5. Состав рудных поясов определяется следующими основными элементами:

Успенский пояс — Fe, Mn, Zn, Pb, Ba, Cu, W, Mo, Au, TR, Bi, F;

Чу-Илийский пояс — Fe, V, Ni, Pb, Ba, P, Mo, Sn, W, Au, Bi, Hg, F;

Алтайский пояс — Fe, Cu, Pb, Zn, Au, Sn, W, Mo, Ta, As, Hg, Ag.

6. Обнаруживается некоторая сквозная геохимическая специализация, проявленная в различных металлогенических эпохах. Можно перечислить такие основные элементы:

Успенский пояс — Fe, Mn, Cu;

Чу-Илийский пояс — Fe, Ni, Mo, Pb;

Алтайский пояс — Fe, Au, Cu, Zn, Pb, которые повторяются в разные металлогенические эпохи и циклы.

Приведенные выше данные по Алтаю указывают на определенное геохимическое несоответствие. Те девонские вулканиты, с которыми синхронно полиметаллическое оруденение, не обладают всегда четко выраженной геохимической специализацией на свинец и цинк (кроме меди). В то же время более поздние вулканиты (нижний карбон) об-

тащены основными элементами, однако такая специализация осталась нереализованной. Возможно, это отклонение от обычной схемы связано с «атасуйским» механизмом рудообразования, когда сепарация и отделение рудных происходили еще в периферическом очаге, поэтому сами вулканиты ими обеднялись.

7. Полные перспективы рудных поясов еще далеко не раскрыты, особенно на глубину. Имеется значительное количество многообещающих участков для поисков и ряд объектов, заслуживающих дополнительного изучения и переоценки. Менее исследован в этом отношении пока Чу-Илийский пояс. Несмотря на значительную денудированность, учитывая полицкличность оруденения, следует считать, что его перспективы пока наименее раскрыты, поэтому он заслуживает расширения специальных поисково-оценочных работ.

Основные структурно-металлогенические зоны рудных поясов показаны на схемах (рис. 55, 56, 57), а перечень их приведен в таблице 47. Оруденение в каждой металлогенической зоне обычно обязано какой-либо одной металлогенической эпохе. Но, как видно на схемах, очень часто происходило наложение в пространстве поздних зон на древние. В этом случае мы сталкиваемся с совмещенным оруденением, а там, где широко проявлялся поздний магматизм, — то и с поглощением и регенерацией раннего оруденения. Наиболее типичным примером служит Рудноалтайская зона, в которой ранее колчеданно-полиметаллическое оруденение было в значительных объемах поглощено Змеиногорскими интрузиями и лишь частично регенерировано в виде так называемых контактово-метасоматических или жильных руд (типа Парыгинского). Такое поглощение руд хорошо видно даже в отдельных месторождениях: частичное — на месторождении Карагайлы, а более полное — на месторождении Самомбет (первично атасуйского типа) в Успенском рудном поясе. Такие же явления, связанные с прорывом гранитоидами более древних рудоносных комплексов, известны и в Чу-Илийском поясе (например, Западно-Майкольский массив и Сарытумская зона, массивы гранитов в продуктивных вулканиках Юго-Западного Прибалхашья, серпентинитах Южного Куу и Шалгии).

Если на Алтае структурно-металлогенические зоны в общем параллельны и отвечают одному генеральному северо-западному направлению, то в Успенском и Чу-Илийском поясах они занимают нередко косое или даже поперечное направление (рис. 55, 57). Особенно это характерно для самых поздних редкометальных зон, связанных с полями гранитоидов (эффект сводового всплыивания и блоковой тектоники над бассейнами гранитизации).

Все три геотектоногена достигли уровня развития герцинского орогена с соответствующими коэффициентами дифференцированности и гранитизации ( $K_{df}$ ,  $K_r$ ). Различие заключается в том, что для Чу-Или в фанерозое основной этап развития ЗК пришелся на каледонский цикл, так как она здесь находилась на более низком уровне (континентальный и промежуточный типы), поэтому в ее петрогохимическом профиле заметнее влияние мантийности, выражющееся в повышенной основности магматитов (гранитоиды отличаются повышенной натровостью), в большем удельном значении сидеро- и халькофильного оруденения.

Качественное геохимическое различие металлогений поясов можно проиллюстрировать на примере повсеместно проявленной герцинской металлогении, ее наиболее ярких ранних и поздних эпох.

Для ранней эпохи сидерофильное оруденение более характерно на Алтае, здесь больше и медного оруденения, чем в Успенском поясе, ме-

Таблица 47

## Основные структурно-металлогенические зоны и подзоны рудных поясов

Успенский пояс	Чу-Илийский пояс	Алтайский пояс
Тоймасшокинская железорудная	<p>Байкальские</p> <p>Жалаир-Найманская кобальт-никелевая</p> <p>Жуантобинская железорудная</p> <p>Атасуйская железорудная</p> <p>Каледонские</p> <p>Кендыктасская молибден-ванадиевая</p> <p>Жалаир-Найманская никеленосная с асбестом</p> <p>Сарытумская железо-барит-полиметаллическая с фосфором, ванадием и молибденом</p> <p>Сарышаганская полиметаллическая</p> <p>Коктас-Кызылсокская низкотемпературная ртутьно-редкометально-молибденовая</p> <p>Булаттау-Ергебулакская оловянно-молибденовая</p> <p>Жельтау-Акадырская комплексная редкометальная</p> <p>Караб-Жалгызская вольфрам-молибденовая, хрусталеносная</p> <p>Кылча-Мунглинская молибденовая</p>	

## Герцинские

Жайремская железо-барит-полиметаллическая  
Камыс-Ушкатынская железо-барит-полиметаллическая  
Восточно-Жумартская железо-барит-полиметаллическая  
Западно-Жайльминская железо-барит-полиметаллическая  
Таскудук-Бестюбинская железо-барит-полиметаллическая  
Алкеадырская железо-барит-полиметаллическая  
Акшагатская железо-барит-полиметаллическая  
Западно-Ортауская железо-барит-полиметаллическая  
Кайрактинская железо-барит-полиметаллическая  
Карагайлы-Кенътюбетогайская железо-барит-полиметаллическая  
Атабай-Дугулинская железо-барит-полиметаллическая  
Уралбайская полиметаллическая  
Беркаринская полиметаллическая  
Алайтырская полиметаллическая  
Алмалинская медная  
Коктенкольская редкометальная  
Сарыгумская редкометальная  
Ортауская редкометальная  
Акмаинская редкометальная  
Верхнекайрактинская редкометальная  
Каркаралинская редкометальная  
Кентская редкометальная  
и др.

Кызыл-Кенгирская железо-свинцово-цинковая (атасуйский тип)  
Карабская свинцовая кварцевожильная  
  
Аденсу-Акколь-Куртинская ртутно-свинцово-цинковая  
  
Куу-Кзылтауская редкометальная  
Караобинская редкометальная  
Караб-Западномайкольская олово-редкометальная  
и др.

Маркакольская железорудная  
Быструшинская железорудная  
Шипуновская железорудная  
Белоубинская полиметаллическая  
Успенско-Корелинская полиметаллическая  
Лениногорская полиметаллическая  
Кедровско-Бутачихинская полиметаллическая  
Зыряновская полиметаллическая  
Змеиногорская полиметаллическая  
Золотушинско-Верхубинская полиметаллическая  
Березовско-Белоусовская полиметаллическая  
Прииртышская золоторудная  
Прииртышская медноколчеданная  
Тигирекско-Черневинская вольфрам-молибденовая  
Калба-Нарымская оловянно-вольфрамовая  
Центрально-Калбинская tantal-ниобиевая  
Курчумская золоторудная  
Западно-Калбинская золоторудная  
и др.

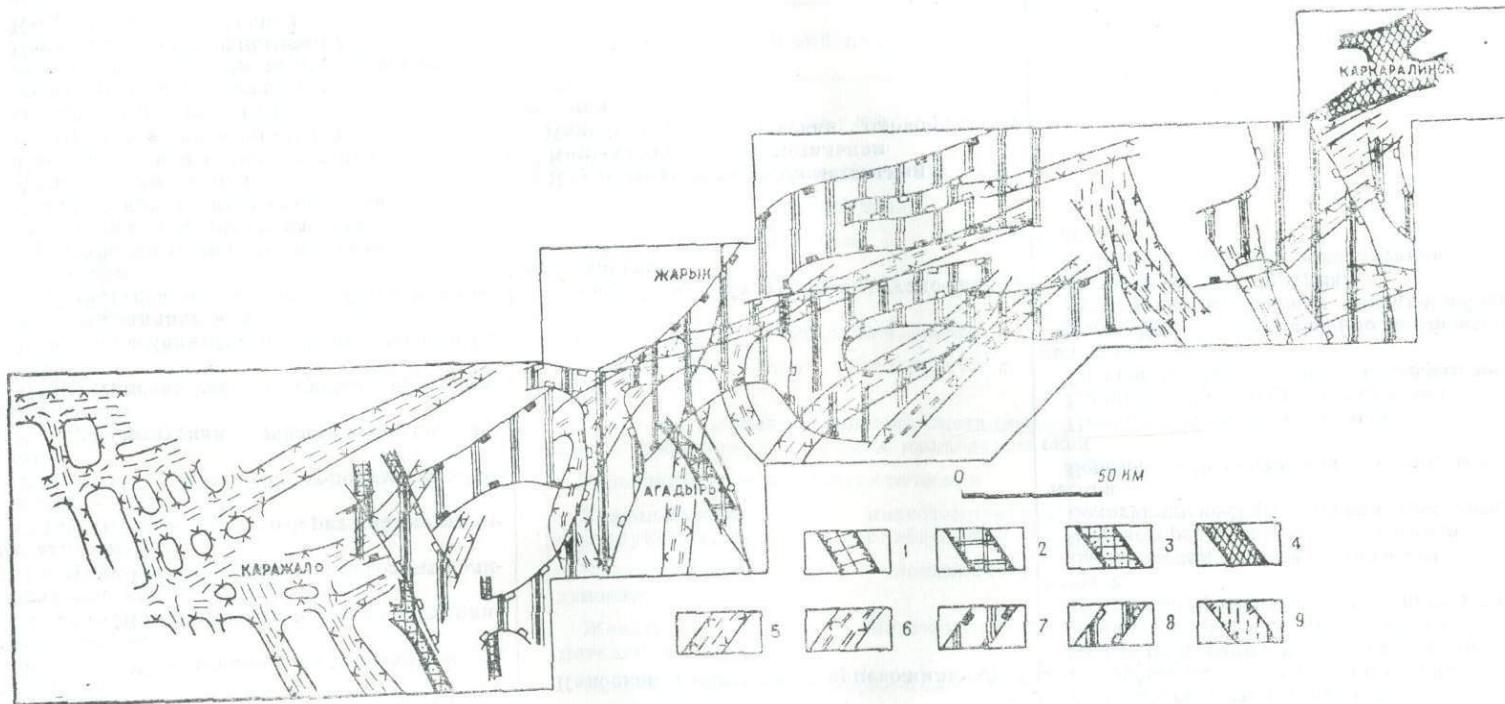


Рис. 55. Размещение структурно-металлогенических зон в Успенском рудном поясе.  
 1 — допалеозойские (байкальские?) железорудные; каледонские: ранней эпохи — 2 — железорудные; средней эпохи — 3 — железорудные (Fe, Mn); герцинские: ранней эпохи — 4 — железорудные (Fe, Mn); 5 — полиметаллические (Pb, Zn, Cu, Mn, Fe); средней эпохи — 6 — полиметаллические (Pb, Zn, Cu); поздней эпохи — 7 — вольфрам-мolibденовые (W, Mo, Bi); 8 — редкometальные (W, Mo, Bi и др.); 9 — вулканогенные редкometальные (Mo, W).

нее оно сохранилось в Чу-Или. Для поздней эпохи на Алтае более характерно олово, которого нет в Успенском поясе. В Чу-Ильском поясе также повышена оловоносность, проявлено сквозное молибденовое оруднение (оба халькофильны). Из этого можно заключить, что гео-

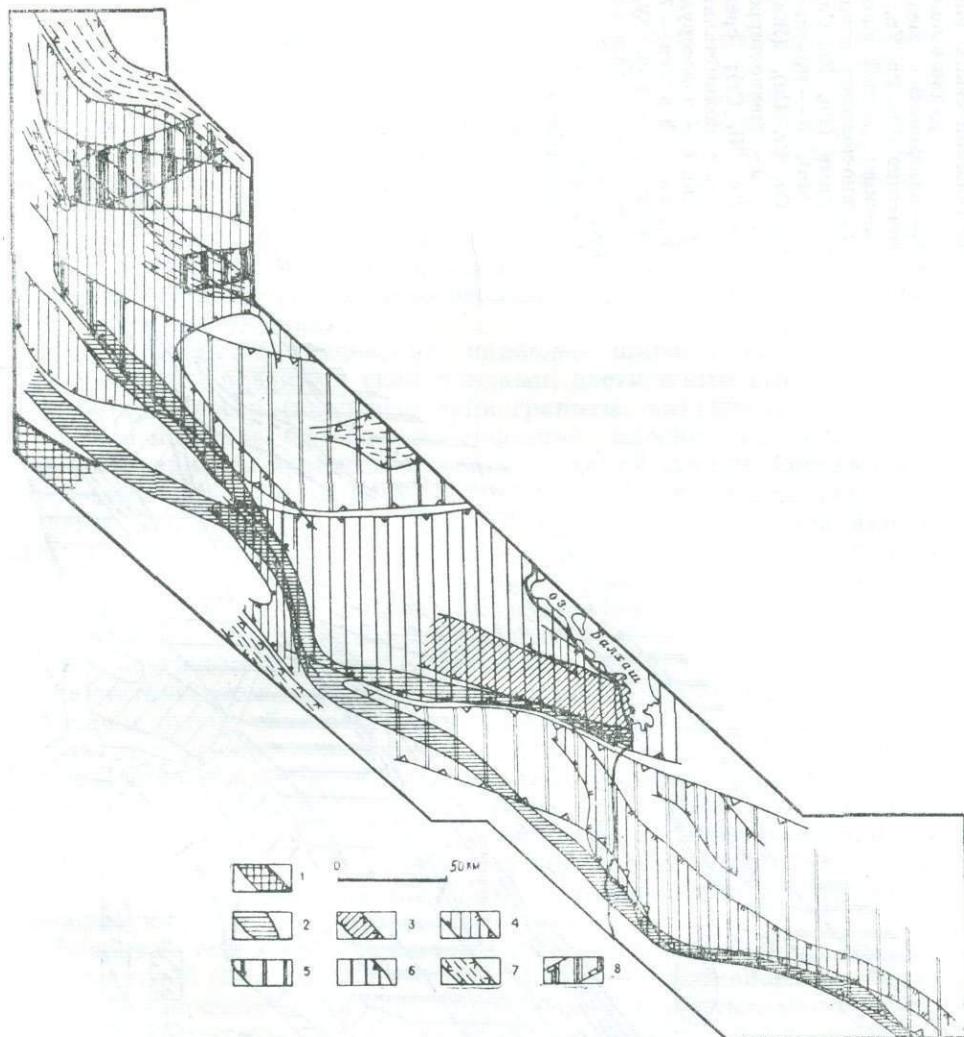
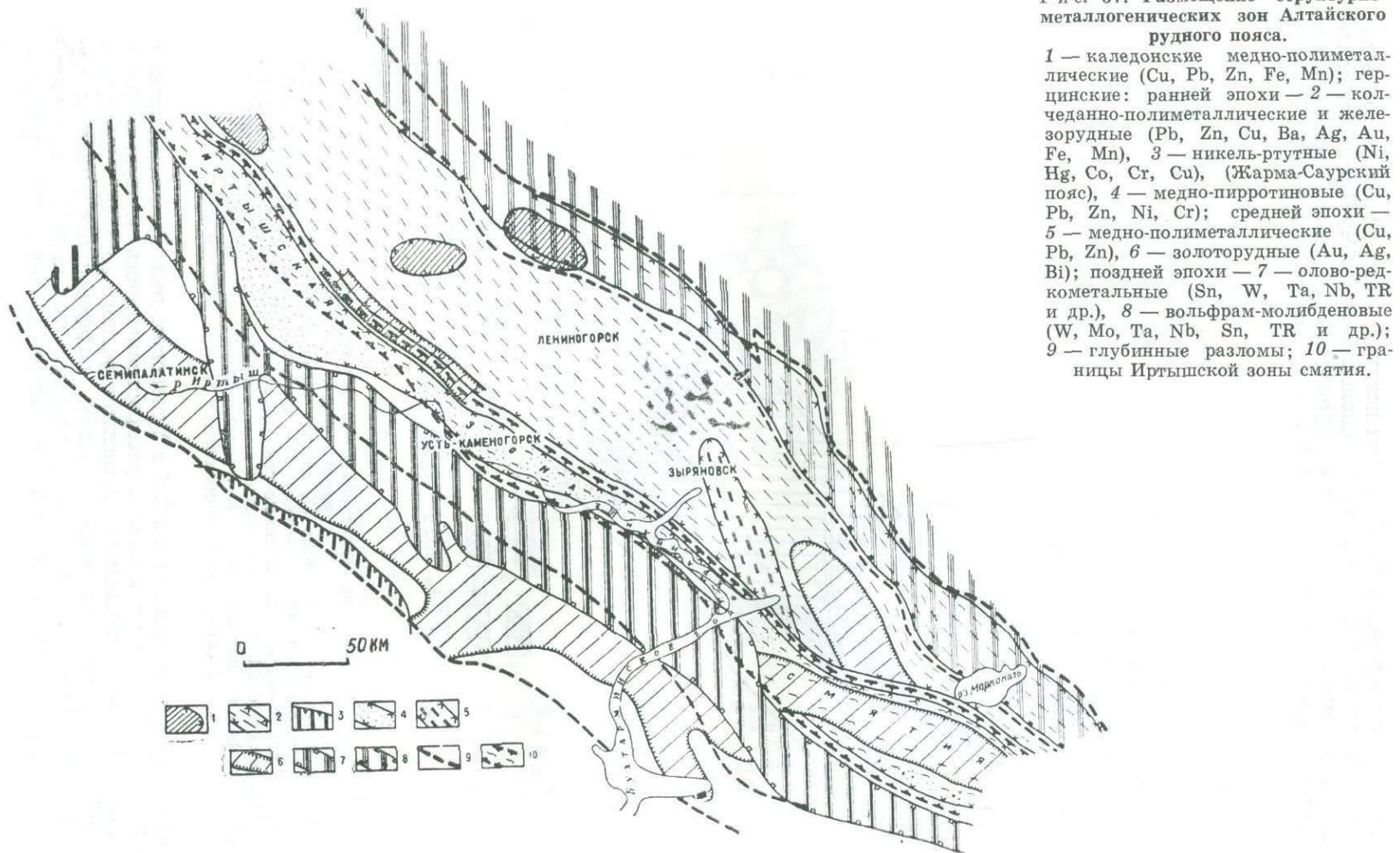


Рис. 56. Размещение структурно-металлогенических зон в Чу-Ильском рудном поясе.

1 — железорудные байкальского (?) цикла; каледонские: ранней эпохи — 2 — кобальт-никелевая (Ni, Co, Cr, асбест); 3 — свинцово-цинковые (Pb, Zn, Mo, V, P); поздней эпохи — 4 — вулканогенные редкometальные (Mo и др.); 5 — висмут-молибденовые (Mo, Bi, W); 6 — молибден-вольфрамовые (Mo, W, Sn, Bi и др.); герцинские: ранней эпохи — 7 — полиметаллические (Fe, Mn, Pb, Zn, Cu, Ba); поздней эпохи — 8 — редкometальные (W, Mo, Bi, Sn и др.).

химическая дифференциация ЗК в Успенском геотектоногене прошла дальше. Если к этому добавить распространенность ультрабазитов и количественное соотношение магматитов разного состава, то получим такой ряд по степени геохимической дифференцированности: Чу-Или → Алтай → Успенский. Это подтверждается характером и составом продуктов герцинского и догерцинских циклов развития и лиш-

Рис. 57. Размещение структурно-металлогенических зон Алтайского рудного пояса.



ний раз доказывает цикличность и ступенчатость в качественном развитии последовательных геологических, тектонических, магматических и геохимических проявлений.

### РЕДКОМЕТАЛЬНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Гранитоидно-липаритовый магматизм широко распространился только начиная с каледонид, когда ЗК, пройдя полициклически-ступенчатое развитие, достигла зрелости континента. Дальше потребовалась дополнительная дифференциация корового вещества, осуществленная в геотекtonогенах полициклического развития в течение каледонид и герцинид. Именно в это время мощно проявился кислый магматизм и связанное с ним редкометальное оруденение.

В то же время от цикла к циклу, от одной поздней стадии к другой наблюдался перерыв в гранитоидном магматизме, и каждая последовательная ступень начинала свою эволюцию обычно с более высокого уровня, чем предыдущая.

Редкометальное оруденение наиболее широко генерировалось обычно самыми поздними гранитоидами, достигшими высокой степени лейкократовости (калиевые лейкограниты, аляскиты), образовавшими уже не столь крупные многофазные массивы на нисходящей ветви интрузивного процесса в позднеорогенной стадии. Состав фаз в интрузиях также изменялся в сторону повышения кислотности и щелочности. Эти интрузии, а иногда и поздние вулканиты обладают отчетливо выраженной геохимической и металлогенической специализацией (табл. 48). Генетическая связь оруденения с ними обосновывается всеми показателями, а также непосредственным переходом послемагматических процессов в рудообразование.

Сейчас уже не вызывает сомнения тот факт, что рудоносные граниты акчатауского комплекса в Центральном Казахстане, калбинского на Алтае и других обладают геохимической специализацией на редкие металлы и содержат повышенное количество летучих (Щерба, 1948; Коптев-Дворников, 1955; Хамрабаев, 1958 и др.). Таким образом, недавние попытки ряда авторов опровергнуть это качественное отличие рудоносных гранитов от безрудных нужно признать несостоятельными. В то же время само понятие геохимической специализации сильно расширилось за счет состава акцессориев, концентрации элементов в породообразующих минералах, наличия летучих и т. д.

Возникло еще одно предложение, быстро поддержанное группой исследователей (Беус, Субботин, 1962 и др.), о переименовании интрузивных рудоносных редкометальных гранитов Центрального Казахстана в метасоматиты — «апограниты». Оно оказалось также необоснованным; и в Центральном Казахстане, и в Забайкалье это обычные интрузивные гранитоиды, измененные в апикальных частях массивов под влиянием автометасоматоза (Малькова, 1968; Летников и др., 1969; Гинзбург и др., 1970).

Таким образом, закономерное развитие и размещение гранит-липаритовых серий, четко проявленное во всех трех геотекtonогенах, служит основой, на которой зиждятся все наши определения пространственного положения металлогенических зон, рудных районов и узлов редкометального оруденения.

Перечисленные выше зоны с редкометальным оруденением (табл. 47) во всех трех рудных поясах занимают обычно краевое положение относительно стержневой и ранних зон с сидерофильной минерализацией, на различных расстояниях, обычно асимметричное, иногда секущее и в одном случае — центральное. Кроме того, возникают

Таблица 48

## Состав рудоносных комплексов гранитоидов и их металлогеническая специализация

Комплекс	Воз- раст	Порода	Фаза	Число ана- лизов	Химический состав вес., %								Коэффи- циент сравни- тельной металло- носности	Основ- ные рудные элемен- ты	
					SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O		
Успенский геотектоноген															
Калдыр- минский	C <sub>3</sub>	Адамеллиты	I	12	68,5	0,5	14,7	2,1	1,9	1,1	3,3	3,6	3,8	0,72	W, Mo
		Нормальные граниты	I	37	72,3	0,2	14,0	1,4	1,0	0,8	1,5	3,9	4,4		
		Лейкократовые граниты	I	9	74,4	0,2	13,2	1,0	1,0	0,4	1,5	3,7	4,3		
		Граниты	II	46	75,7	0,2	13,1	0,8	0,9	0,4	0,8	3,7	4,2		
		»	III	18	76,2	0,1	12,9	0,7	1,0	0,2	0,7	3,6	4,3		
		»	IV	11	74,6	0,2	13,2	1,0	1,0	0,3	1,0	3,8	4,6		
Акчатау- ский	P	Крупнозернистые граниты	I	16	75,4	0,1	13,0	0,7	0,8	0,4	1,0	3,6	4,6	6,70	W, Mo, Bi
		Среднезернистые граниты	II	26	74,5	0,2	13,2	1,3	0,5	0,3	0,9	3,8	4,2		
		Мелкозернистые граниты	III	8	72,4	0,2	14,1	1,1	0,5	0,2	0,5	4,2	4,3		
Чуй-Илийский геотектоноген															
Жельтау- ский	D <sub>2</sub>	Граниты	I	59	71,2	0,3	13,4	1,6	0,8	0,6	1,2	3,9	4,4	0,58	Mo, Sn Bi
		»	II	39	73,5	0,3	13,0	1,8	0,6	0,5	1,1	3,9	4,4		
		»	III	30	74,6	0,2	12,4	1,6	0,4	0,3	0,7	4,0	4,4		
Кайбский	D <sub>2-3</sub>	»	I	34	73,5	0,2	12,9	1,1	1,0	0,5	1,1	3,9	4,4	3,60	W, Mo, Sn
		»	II	15	74,5	0,2	13,1	1,1	0,5	0,4	1,1	4,0	4,6		
Акчатау- ский	P	»	I	20	74,8	0,2	13,3	0,8	1,1	0,1	0,7	3,5	4,7	9,55	W, Mo, Bi, Sn
		»	II	24	76,0	0,1	13,1	0,7	1,1	0,2	0,7	3,5	4,4		
Западно- Майколь- ский	P?	»	I	10	73,8	0,1	13,5	1,1	0,8	0,2	0,9	4,2	4,9	5,46	Sn, Nb, Mo
		»	II	10	74,3	0,1	13,5	1,3	0,2	0,3	1,0	4,1	4,5		
Алтайский геотектоноген															
Черневин- ский	P <sub>1</sub>	Порфировидные граниты	I	19	74,0	0,2	13,8	0,9	0,9	0,5	0,9	4,8	3,8	4,12	W, Mo
		Среднезернистые граниты	II	3	75,2	0,2	13,4	0,3	1,4	0,4	0,7	3,3	4,2		
Калбин- ский	P <sub>1</sub>	Гранодиориты	I	87	68,4	0,5	15,3	0,7	3,2	1,3	2,3	3,6	3,6	5,40	Sn, W
		Среднезернистые граниты	II	24	70,3	0,4	15,8	0,6	2,4	0,9	2,0	3,4	3,5		
		Крупнозернистые граниты	III	12	74,1	0,1	12,9	0,4	1,6	0,5	0,8	3,4	4,2		

ответвления под различными углами к основному простиранию рудного пояса, часто выходят за его пределы в бортовые части (Успенский пояс, северо-восточный борт Чу-Илийского). Хотя руды по своему происхождению более глубинны, но с подъемом интрузий формируются они часто на одном уровне с погруженными более древними седиментными рудами. Нет оснований говорить о какой-то обязательной симметричности редкометальных зон («пары зон»), сопоставлять зоны различных геотекtonогенов и утверждать какие-то закономерные расстояния между ними — «шаги» (Рундквист, Денисенко, 1970). Речь может идти о геометричности в системе геотекtonогенов соответственно сети разломов (Чебаненко, 1963; Долицкий, 1969 и др.).

Сопряжение или пересечение двух направлений линейных структур обычно определяет положение рудных районов и узлов (Щерба, 1955, 1956). Особенно ярко это проявилось в редкометальных зонах Успенского и Алтайского поясов. Именно на пересечении северо-западных и северо-восточных структур локализовались рудные узлы в Чу-Илийском поясе (Караобинский, Куу-Мунглинский и др.).

Среди поясов и полей кислых вулканитов редкометальные узлы тяготеют к структурам второго порядка — вулканическим центрам, расположенным в фокальной и краевой частях обширных кальдер. Иногда это центральные плутонты, субвулканические тела, горизонты определенного состава (кислые лавы, участки переслаивания), отражающие и литологический контроль, и отчасти время рудоотложения в сложном многофазном процессе вулканизма. Обычно более широкие ореолы принадлежат окорудноизмененным породам.

В преобладающем числе это месторождения грейзенового класса со своими формациями и минеральными типами, охарактеризованные в многочисленных опубликованных работах (Щерба и др., 1949, 1956, 1960, 1964, 1968; Есенов и др., 1970; Рундквист и др., 1971 и др.). Резко подчиненное значение имеют пегматиты (Центральная Калба). Хотя численно преобладают жильные морфологические типы, по массе руд их резко превосходят штокверки. Для молибдена большее значение начинают приобретать серпикито-кварцевые (пропилитовые) формации.

Ранее мы уже писали о размещении конкретных месторождений относительно рудоносных массивов (над- и внутриинтрузивные апикальные области), о вертикальном размахе оруденения, его зональности, этапности и т. д. (Щерба, 1960; Щерба, Кудряшов, Лаумулин, Мухля, Сенчило, Степанов и др., 1964, 1968). Теперь проблема стоит несколько шире: определение положения «рудоносного слоя», а в нем — рудоносных узлов и рудных полей в пластиноподобном круто-падающем теле рудной зоны. Конечно, для стратиформного оруденения вопрос решается несколько проще — это положение в пространстве сохранившихся частей временных рудоносных горизонтов и их продуктивных литофациальных парагенезисов.

Для редкометальных руд количество переменных факторов локализации резко возрастает (размещение продуктивных интрузий, их форма, размеры, денудированность, проявление рудообразующих процессов и т. д.). Учитывая глубины становления интрузий (2—5 км), вулканитов, вертикальное распространение оруденения, можно считать продуктивным слой толщиной до 5 км (над- и внутриинтрузивная зона, область субвулканических тел), шириной, аналогичной ширине зоны, вытянутый вдоль ее простирания. Внутри этого слоя рудные поля имеют неравномерно узловое распределение, определяемое пересечением разломов, размещением рудоносных интрузий, вулканических аппаратов,rudopodvodящих трещинных структур (обычно каркасного

типа). Для изученных нами геотектоногенов расстояния между редкometальными рудными узлами составляют 20—40 км.

Неравномерность размещения рудных узлов обусловлена еще и отмеченной выше тенденцией перехода магмоконтролирующих структур от продольно-линейных в поздние стадии к каркасным. Достаточно рассмотреть расположение в плане и очертания гранитных массивов в поясах любой зоны, чтобы сразу же стала видна решетчатость, наличие поперечных и диагональных структурных направлений.

*В случае вскрытия продуктивного слоя до эпигаболитового, а затем эмбатолитового и эндебатолитового уровней обнажаются глубокие зоны месторождений. Сами месторождения уменьшаются в своих размерах, начинают располагаться в виде прерывистых цепочек вдоль контактов (Калба-Нарымская зона), а затем и одиночных, редко расположенных корневых частей рудных тел (основные зоны Чу-Илийского пояса).* Фактическая картина распределения редкometальных месторождений оказывается еще менее закономерной, а зоны менее насыщенными рудой вследствие неодинаковой денудированности блоков в последующие киммерийский и альпийский циклы, не говоря уже о том, что не все интрузии рудоносных комплексов генерируют месторождения. Современный уровень рудонасыщенности в какой-то мере отражается коэффициентами (табл. 48).

Из большого числа переменных факторов, влияющих на создание промышленных концентраций, определенное значение имеют и рассмотренные выше формы plutонов, особенно формы второго порядка в верхних частях. Наиболее благоприятны те из них, которые способствуют аккумуляции потока растворов и созданию перепада давлений (трещиноватость) в определенном блоке в условиях растяжения (выступ массива и надинтрузивные породы), но без сквозности системы рудоподводящих каналов (наличие экранов). При прочих равных условиях основное внимание должно быть уделено тем площадям, где денудацией вскрываются только верхи месторождений с их геохимическими и гидротермальными ореолами.

Поздние металлогенические эпохи завершенных циклов отличаются по меньшей мере трехкратным проявлением редкметального оруденения. В Успенском и Чу-Илийском поясах развитие рудной минерализации началось с простых малокомпонентных руд и переходило к сложным комплексным многометальным (отмечено Д. В. Рундквистом и др., 1971).

В Чу-Илийском поясе рудоносность отмечается в середине поздней эпохи ( $D_1$ — $D_2$ ). Здесь уже проявилось редкметальное оруденение: вначале вулканогенное гипабиссальное низкотемпературное прожилково-вкрашенное молибденовое, затем более глубинное висмут-молибденовое и, наконец, олово-молибден-вольфрамовое.

В Успенском поясе возрастные соотношения рудных комплексов значительно сложнее, но и здесь также отчетливо проявлено трехкратное оруденение (вулканогенное молибденовое, плутоногенные — молибденовое и комплексное редкметальное).

Эволюция оруденения поздних эпох происходила в направлении не только усложнения состава руд, но и повышения концентрации руд и даже размеров рудных залежей. Наибольший интерес представляют самые поздние рудные формации.

Раньше другого благодаря широкому генетическому диапазону, халькофильности проявлено висмутовое (в полиметаллических рудах) и молибденовое оруденение (ранние и средние эпохи), позднее — комплексное редкметальное (Ta, Nb, Sn, W, Mo, Bi и др.) и, наконец, — редкоземельное. Повышенная базальтоидность разреза ЗК способст-

вует усилению натровой щелочности гранитоидов, развитию альбитизации, с которой нередко ассоциирует золотое, а затем и тантал-ниобиевое оруденение. Более низкотемпературные изменения сопровождают молибденовую минерализацию.

Помимо региональных можно перечислить общие группы факторов, определяющих локализацию редкометального оруденения, проявленные во всех трех поясах.

1. Геохимическая специализация рудоносных интрузий (рудные элементы и летучие).

2. Выступающие формы рудоносных интрузий (купола, гребни, апофизы и др.) и облекающие их трещиноватые породы надинтрузивных зон.

3. Развитые процессы грейзенизации и последующее высокотемпературное жилообразование (кварцевые жилы).

4. Повышенная трещиноватостьrudовмещающих блоков, связанных каналами с растворами глубинной циркуляции; подвижность структур, обеспечивающая переменность термодинамических условий.

5. Контрастность литохимического состава (например, алюмосиликатные и карбонатные породы) перекрывающих пород, слабая их проницаемость (экранирование аргиллито-сланцевыми толщами).

6. Длительность процесса рудообразования, обусловленная достаточно крупными размерами рудоносных интрузий, либо питающих очагов, с оптимальными условиями экстрагирования рудных элементов; пульсирующее поступление рудоносных растворов.

7. Благоприятные парагенетические минеральные ассоциации, свидетельствующие о многокомпонентном составе растворов, обилии летучих (воды, фтора, хлора, бора и др.).

8. Отчетливая зональность оруденения с проявлением главным образом верхних частей метасоматической колонны и отложения избыточных продуктов в трещинах в виде жил выполнения.

Другие факторы имеют уже частный характер (конкретные структуры рудных полей, структуры рудных тел, их зональности и т. д.). Подробно они будут рассмотрены во втором томе монографии. Наиболее важное практическое значимое комплексное редкометальное оруденение связано с позднегерцинской металлогенической эпохой.

Зональность оруденения проявляется в масштабах рудных поясов (это сами металлогенические зоны), затем рудных зон, рудных районов, рудных полей и рудных тел. В последнем случае она обусловлена 1) зональностью формирования и размещения парагенетических ассоциаций, 2) пульсационной зональностью отложений.

В Центральной Калбе вскрыты пегматиты самой нижней зоны с тантал-ниобий-оловянным оруденением, а по периферии размещаются кварцевожильно-глейзеновые формации с оловянно-вольфрамовым оруденением, кое-где еще далее появляется сульфидное (Bi и др.).

Внутриинтрузивной части Тигирекско-Черневинской зоны расположено кварцевожильно-глейзеновое оруденение W + Mo + Bi, а в надинтрузивной — скарново-карбонатно-глейзеновое и кварцевожильное состава W + Mo + Bi + Cu + Pb. Примерно то же самое можно видеть в зонах Чу-Илийского и Успенского поясов.

В отдельных рудных полях и жильных зонах вертикальная зональность заключается в преобладании в верхней части вольфрамового, в нижней вольфрам-молибденового, а затем комплексного редкометального оруденения, сменяющегося глубже несколько повышенными содержаниями Ta и Nb.

Верхние части месторождений нередко представлены кварцевыми жилами и кварц-слюдяными глейзенами. В средней части к ним до-

бавляются слюдяно-кварцевые, топазо-кварцевые фации, глубже — существенно кварцевые и полевошпат-кварцевые без жил. В корневых частях распространены тела пегматоидов.

Горизонтальная зональность в надинтрузивных штокверках несколько отличается появлением по периферии ореола прожилкового полиметаллического оруденения. С глубиной вскрываются грейзены, переходящие в апикальные и купольные части рудоносных массивов, где мощности отдельных тел резко возрастают. Глубже прослеживается обычная зональность.

В редкометальных месторождениях, связанных с вулканизмом, зональность оруденения выражается в ее температурной разновидности, обусловленной расстоянием мест рудоотложения от поздних субвулканических интрузий. Вблизи их, в непосредственном экзоконтакте, образуется высокотемпературная минерализация грейзенового типа (кварц-мусковит-турмалиновая ассоциация, нередко с гранатом, цирконом, магнетитом, халькопиритом, обычным молибденитом и другими минералами). Более низкотемпературные и более поздние фации руд удалены от интрузий по горизонтали на 2—4 км и представлены концентрациями тонкодисперсного молибденита (и иордизита) и фемолита с обычной полиметаллической минерализацией, а также мышьяком, висмутом. На промежуточных интервалах нередко происходит телескопирование высоко- и низкотемпературных парагенезисов.

Вертикальные амплитуды оруденения для разных типов месторождений зависят от масштабов рудообразующих процессов, глубины формирования рудных тел и меняются в довольно широких пределах — от 300—500 до 1500—2000 м.

Все упомянутые выше признаки рудоносности, особенности распределения оруденения в различных рудных формациях и морфологических типах руд позволяют дать качественную, а иногда и количественную оценку рудоносности геотектоногенов, их металлогенических поясов, зон, рудных районов и полей. Основой расчетов здесь может стать продуктивность формаций в тоннах руды на объем (в км<sup>3</sup>). Сделанные при прежних обобщениях прогнозы о перспективах и возможной практической значимости рудных районов и типов месторождений к настоящему времени уже во многом реализованы и конкретно подтвердились.

Основным достижением следует признать расширение запасов месторождений атасуйского типа и всего Успенского рудного пояса в целом (рекомендации 1962—1966 гг.), выделение обогащенных редкометальных руд. Весьма обнадеживающие результаты получены при рекомендованной нами переоценке перспектив Южного Казахстана на редкие металлы — района Богуты и других в Заилийском Алатау (Щерба, Сенчило, Кудряшов, Ершов, Волобуев, Стариченко, Салин, 1966—1968).

На Рудном Алтае нахождение новых рудоносных площадей связано с рекомендациями специальной экспертной комиссии (1966 г.), основывавшейся на новых теоретических представлениях. Привлечение внимания к перспективности Чу-Илийской зоны уже привело к обнаружению здесь ряда интересных молибеноносных штокверков, золото- и фтороносных площадей. Однако объемы проведенных до сих пор поисковых и оценочных работ в этих районах, и особенно еще по изучавшемуся нами Северо-Западному Прибалхашью, пока совершенно недостаточны. Необходимо их расширение и комплексирование, поскольку задача заключается в выявлении скрытого оруденения. Мы надеемся, что выполненное новое обобщение, сопровождаемое прогнозными картами и схемами, будет способствовать поискам новых рудных месторождений.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проблема развития земной коры имеет общенеученое и практическое значение. При ее решении за последние годы наметился ряд направлений, включающих большое количество разных аспектов. Одним из них является предпринятая попытка проанализировать развитие ЗК под влиянием глубинных подвижных зон на конкретных примерах трех зон — Успенской, Чу-Илийской и Алтайской. При этом авторами был собран и обобщен в качественном и количественном выражении большой фактический материал, добытый многими исследователями за советский период.

Все три зоны размещаются во внутренней части Евроазиатского материка, где в силу замкнутости и стесненности возможности широкого дрейфа геоблоков в фанерозое были ограниченными. Несмотря на известные различия зон, вдоль которых образовались одноименные линейные геотектоноиды, наметились определенные общие черты.

Каждая структура представляет собой относительно самостоятельное геологическое новообразование, отличающееся от окружающей среды внутренним строением, составом, набором геологических формаций, степенью дифференцированности и упорядочения (линейная аномалия в геологическом пространстве). Формирование структур происходило вследствие перестройки всего разреза земной коры под влиянием глубинных подвижных зон, было ритмично-полициклическим, причем каждый последующий цикл по своей мощности, геологическим последствиям, качественному выражению (геологические формации) при общем подобии все же отличался от предыдущего (ступенчатое развитие).

Сейсмологическое исследование ЗК Узбекистана (1971 г.) показало наличие перемежаемости слоев разного состава и плотности наряду с последовательной плотностной упорядоченностью. Этот факт является еще одним доводом в пользу ступенчатости и цикличности в развитии ЗК.

Наиболее наглядным примером ступенчатого развития ЗК, как об этом можно судить по материалам двух Владивостокских совещаний (1960 и 1971 гг.), является Тихоокеанский полициклический геотектоноид первого порядка. Это геотектоноид преимущественно одностороннего центростремительного (по отношению к ложу Тихого океана) развития. Периферические ГПЗ поражали ЗК континентального типа и там проявилось лиофильное оруденение, тогда как все более молодые ГПЗ захватывали кору океанического типа, давая халькофильное и сидерофильное оруденение. Отклонения от этой общей закономерности возникали лишь в тех локальных участках, где в переработку вовлекались осколки континентальной коры.

Изучение описанных регионов показало, что структурное основание их было уже достаточно развитым с корой континентального типа, раздвигание которой обусловило появление подкорового вещества ультрабазитов.

Все три геотектоногена закончили свое основное развитие в герцинский цикл и после этого частично стабилизировались, подверглись денудации в мезозое и кайнозое и лишь в альпийский цикл в Алтайском геотектоногене наметилась существенная перестройка нижних частей земной коры. С большим эффектом альпийский орогенез проявился в Тянь-Шане и Памиро-Алае.

О мощности процессов миграции вещества можно судить хотя бы по тому, что в верхние наслаждающиеся структурные ярусы было вынесено соответственно 110 (Успенка), 126 (Чу-Или) и 300 (Алтай) тысяч кубических километров магматического материала, не считая летучих, пополнивших состав гидросфера и атмосфера. Уже по этим данным можно получить представление об энергетике процесса формирования геотектоногенов, поскольку основная часть энергии тратится на магматизм.

Еще большее количество седиментного материала (вулканогенного и терригенного за счет латерального перераспределения) было «вложено» в эти структуры. Одновременно увеличивались мощности нижних слоев земной коры. Произошло разрастание геотектоногенов в пространстве по длине, ширине и мощности. Расчеты показали, что это приращение размеров (за вычетом проседания и уплотнения) составило многие километры и даже десятки километров. В то же время мы видим, что геотектоногены обычно находятся на уровне окружающих блоков либо с небольшим превышением и как бы врезаны в них, что обусловлено самим механизмом преобладающего опускания (начальные и средние стадии) и последующей денудации сверху. Даже сейчас, спустя 240 млн. лет, геотектоногены сохранили свои корни и в гравитационном смысле еще не уравновешены.

Периодичность развития всех трех геотектоногенов в общем сохраняется и в целом укладывается приблизительно в такие периоды: 129—43—21,5—10-11—5—3-2—1 млн. лет, слагающиеся из более кратковременных ритмов. При этом отмечаются и временные сдвиги во вступлениях и продолжительности по стадиям развития и циклам, достигающие целого полупериода (20—25 млн. лет), что с несомненностью обнаруживается на Алтае. Каждый ритм выразился появлением новообразований (геологические формации), морфологическими изменениями (тектонические структуры), а микrorитмы отразились в вещественных элементах основных ритмов.

Приведенные материалы отчетливо показали цикличность и закономерную эволюцию состава магматизма от цикла к циклу, от стадии к стадии и в их временных интервалах, заключающуюся в стремлении к повторяемости каждый раз на более высоком уровне упорядочения, к литофильности, дифференциации с зарождением в конце серий все более кислых лейкократовых разностей. Подобное изменение состава можно объяснить только восходящей миграцией очаговых зон магматизма из подкоровых областей вплоть до гранитного слоя. Эти очаги имели главным образом линейный характер, и их активизация (а возможно, и возникновение) была обусловлена механизмом самих подвижных зон.

Особенно мощно проявился гранитоидный магматизм в поздние стадии каледонид (Чу-Или) и герцинид. Гранитоидные альлохтонные интрузии останавливались в седиментном слое, и массивы как бы зависали в нем либо «стояли» своими корнями на гранитном слое.

Мощные динамотермальные процессы, интенсивные восходящие перемещения веществ из нижних частей земной коры и из верхней мантии, усиленный магматизм и дифференциация его продуктов обусловили сепарацию и отложение рудных веществ с тенденцией к акселерации, отмеченной Д. В. Рундквистом, В. К. Денисенко и И. Г. Павловой (1971). Во всех трех геотектоногенах возникли сложные полициклические рудные пояса со своими металлогеническими зонами, районами, узлами и месторождениями — продуктами соответствующих эндогенных и экзогенных процессов. Таким образом, детальные исследования на конкретном материале целиком подтверждают разработанную нами концепцию ступенчатого развития земной коры, образования геотектоногенов и рудных поясов под влиянием глубинных подвижных зон (Щерба, 1970) и внесли в нее ряд дополнений, уточнений и количественных показателей. В частности, выяснилось, что временные рубежи не являются строго постоянными, наблюдается волновая закономерность вступления; количественному учету поддаются пока новообразования верхней части колонны.

Ранее уже было обосновано наличие геотектоногенов двух основных типов — линейного и каркасного. Анализируя остальные материалы по Казахстану, можно наметить для фанерозоя развитие не менее двенадцати следующих главных линейных и восьми каркасных геотектоногенов:

Линейные геотектоно-	Размер,	Каркасные гео-	Размер,
гены	км	текtonогены	км
Уральский (весь, включая Мугоджары)	2000×300	Кокчетавский	330×250
Улутау	300×100	Тенгизский	330×210
Срединный	720×60	Жаксыконский	300×220
Тектурмасский	530×120	Баянаульский	210×160
Чу-Илийский	700×70—90	Балхашский	520×450
Северный Тянь-Шань	750×70*	Жаман-Сары-	
Джунгарский	450×100*	суйский	120×100
Чингиз-Тарбагатайский	700×100—140*	Аральский	600×700
Жарма-Саурский	700×60—100*	Джусалинский	300×120
Алтайский (юго-западный)	460×130*		
Каратаский	400×40		
Манышлакский	390×42		

\* В пределах СССР.

По-видимому, этим двум главным типам подчинены и промежуточные формы (в бортовых частях и на простирации).

Для каркасных геотектоногенов характерны меньшая контрастность вертикальных движений, блоковый тип структур, преимущественно магматический состав заполнения (трапповые массивы Сибири, Южной Африки, Балхашская синеклиза). Корневая система их имеет ребристую поверхность в отличие от желобообразной у линейных. Наконец, отмечается и большая сохранность первичных древних структур внутри отдельных геоблоков. Позднее вступление участков ЗК в переработку обуславливает неравномерное опускание и последующее «всплытие» фрагментарных блоков и магматизацию промежутков между ними (с возможным площадным перекрытием вулканитами — Токрау и др.), обычно с более кислым составом лав по сравнению с инициальными.

Подробное описание одного из каркасных геотектоногенов — Балхашского — будет приведено во втором томе монографии. Стабилизованный массив каледонских и более древних пород в герцинский

цикл был рассечен системой подвижных зон северо-западного, северо-восточного, субширотного и субмеридионального простираций, вдоль которых произошли дробление, опускание и все последующие процессы преобразования ЗК. Ранняя стадия была относительно маломощной. Только вдоль Акжальской, Акбастауской и некоторых других зон создался инициальный базальтоидный магматизм с месторождениями атасуйского типа. Остальные зоны формировались позднее — со средней стадии, причем достаточно энергично. Фактически из многих центров на пересечении зон развился мощный вулканический покров кислого состава и образовались многочисленные гранитоидные интрузии. Узловым оказалось и распределение халько-литофильного оруденения.

Таким образом, совокупность данных позволяет среди полициклических геотектоногенов выделить группы непрерывного развития и прерывистого развития. Последние особенно часто встречаются среди каркасных. Геотектоногены прерывистого развития сейчас называются зонами активизации («автономной», «отраженной»), линеаментами, тафрогеналями, регматическими системами и т. д.

Возможно предположение о переходе с течением времени линейных геотектоногенов в каркасные. Присутствие же каркасных структур в ядрах древних континентов и в альпидах свидетельствует в пользу предположения о существовании этих двух форм, вероятно, в течение всего «диоритового» и «гранитного» периодов развития земной коры. Именно каркасность является характерной чертой континентальных массивов.

Из проведенного обобщения вытекает и ряд металлогенических выводов общего и частного характера. Несомненно существование Чу-Илийского золото-полиметаллическо-редкометального полициклического рудного пояса, состоящего из ряда разновозрастных и телескопированных зон и подзон с разнообразным оруденением. Несмотря на глубокую денудированность, в каждой из них еще сохранились значительные невыявленные потенциальные возможности на сидерофильное, халькофильное и литофильное оруденение. Этот выявляющийся новый рудный пояс\* сравнительно с двумя другими изучен слабее и нуждается в усилении поисковых и оценочных работ, что уже рекомендовалось нами ранее (1966, 1968) с указанием конкретных участков.

После обобщения материалов по Успенскому поясу (1966—1968 гг.) проведены относительно небольшие поисково-разведочные работы, которые подтвердили прогнозы и позволили резко расширить ресурсы черных и цветных металлов, особенно в месторождениях атасуйского типа. Дополнительные исследования, рекомендованные для ряда рудных узлов (Акмая, В. Кайракты и др.), сейчас можно расширить и на других площадях. Существенный интерес представляет также область стыка Успенского рудного пояса с Чу-Илийским и Чингиз-Тарбагатайским, а также остальные рудные зоны Тектурмаса, особенно Спасская.

Перспективы Алтайского рудного пояса особенно возросли на полиметаллическое, медное и иное оруденение вследствие установления его связи с вулканализмом и стратифицированностью. Мощность базальтоидного вулканализма ранней стадии (вынесено более 130 тыс. км<sup>3</sup> материала), его полицикличность, дифференцированность продуктов, небольшая денудированность позволяют рассчитывать на выявление

\* Четвертый по своему значению в Казахстане после Алтайского, Успенского и Тургайского.

новых интересных объектов. Имеются перспективы и для новых находок соответствующих руд в связи с габбро-гранодиоритовой, габброплагиогранитной и гранитной формациями, на что также указывают мощность магматизма, наличие благоприятных структур сопряжения, штокверковых руд в провесах кровли и на склонах plutонов (Мыншункур, Бакырчик и др.). Отрицательным фактором, как и в Чу-Или, здесь является денудированность значительной части рудоносного слоя в резко приподнятых блоках Калбы, Нарыма, Тигирекско-Черневинской зоны, а также уничтожение интрузиями поздних гранитоидов ряда узлов с ранним полиметаллическим оруденением. Не исчерпаны еще и перспективы россыпей олова, золота, титана, вольфрама (долины притоков Иртыша, Курчума, Призайсанье).

Вообще наличие двух главных типов геотектоногенов — линейного и каркасного, естественно, определяет соответственно два типа распределения оруденения — почти непрерывное линейно-поясное с подчиненным узловым (поздние стадии) и прерывистое решетчато-узловое (не считая реликтового в ячейках сети). Совершенно ясно, что исследование указанных двух типов будет обладать своими особенностями, но уже сейчас имеется материал для суждения о причинах появления и составе того или иного оруденения.

Надо признать, что собранный и обобщенный фактический материал использован еще далеко не полностью, предстоит дальнейший его анализ. В то же время его явно недостаточно. Особенno чувствуется отсутствие систематических сейсмических работ для анализа строения нижних частей колонны преобразования, в частности системы профилей ГСЗ, которых практически нет на Алтае и в Чу-Или (есть только одно пересечение), строгой количественной оценки содержаний рудогенных элементов в формациях. Дополнительные трудности возникли еще в связи с тем, что до сих пор весь материал собирался и обобщался с иных позиций (моноциклическое развитие геосинклиналей). Наконец, в изученных структурах не обнаружены средняя и нижняя части герцинской колонны преобразования (исключая часть Иртышской зоны), из чего следует гипотетичность многих построений.

В заключение необходимо обсудить некоторые вопросы, поднятые в критической рецензии на нашу работу «Геотектоногены и рудные пояса» В. А. Невским (1971), поскольку гипотеза геотектоногенов и ступенчатого развития ЗК является теоретической основой настоящего обобщения. Нельзя принять возражения рецензента против употребления нового термина «геотектоноген», так как в геологической литературе есть только морфотектонические определения, но нет термина, включающего само содержание подобного геологического новообразования. Разумеется, такие термины, как «геосинклиналь», «антеклиниорий», «складчатый пояс» и т. п., для этого не подходят. Все это чисто поверхностные морфологические проявления в ЗК, характеризующие лишь ее верхнюю пленку, возникшие под влиянием главным образом тангенциальных напряжений. Термин «тектоноген» уже применен в другом смысле. Таким образом, новый элемент земной коры на всю ее мощность с определенным вещественным составом, степенью упорядочения, закономерным внутренним строением, обусловленным механизмом образования, должен получить свое название, в данном случае — «геотектоноген». То же самое относится и к вводимому нами понятию «глубинные подвижные зоны».

Приятно было узнать, что теперь «...вряд ли кто-нибудь сомневается в том, что любая геосинклиналь является ГПЗ». К сожалению, это не совсем так, не говоря уже о том, что нельзя ставить знак равенства между понятиями «геосинклиналь» и «глубинная подвижная

|| зона». Геосинклиналь — это прогиб, а ГПЗ — глубокая область динамических, термических процессов и привноса ювенильного вещества.

Конечно, развитие новых представлений требует новых фактов, новых терминов; приходится расставаться с устаревшими представлениями. Так все время было в истории развития наших знаний и так, очевидно, будет дальше, и в этом нет беды. Пожелание рецензента рассмотреть новые построения на примере более детально изученных структур уже было выполнено ранее (шеститомник «Геология и металлогения Успенской тектонической зоны», 1967—1969) и дополнено настоящей работой.

Как нам кажется, положительная сторона гипотезы ступенчатого развития земной коры под влиянием глубинных подвижных зон заключается еще и в том, что в ней предложена модель образования самой ЗК, а не только передвижение уже готовых блоков (что также учтено). Кроме того, она достаточно универсальна и объясняет образование верхней оболочки Земли на всех стадиях ее планетарного существования (начиная от слоя базальта до седиментного), включает элементы созидания и разрушения, субвертикальной и субгоризонтальной миграции вещества и формирование самих геологических структур в стационарном положении и при их перемещении, т. е. учитывает новейшие данные, полученные при изучении континентов и ложа океанов. Не менее важна связь между процессами геологических новообразований и рудоносностью. Таким образом, использовано все наследие классической геологии и данные глобальной тектоники.

Конечно, понятны недавно появившиеся в печати попытки осовременить геосинклинальную концепцию, «подложить» под геосинклинали глубинные подвижные зоны (почему-то только под эвгеосинклинали), ибо даже ее сторонники понимают несовершенство старых представлений.

Гипотеза развития земной коры открывает новые широкие перспективы. Однако для того, чтобы их реализовать, необходимо участие в ее разработке и совершенствовании широкого круга исследователей разного профиля.

В целом новый подход к оценке развития геотектоногенов и рудных поясов открывает новые широкие перспективы в углублении наших знаний о формировании земной коры, дает дополнительные материалы и методы по качественным и особенно количественным прогнозам эндогенного оруденения не столько на его поверхности, сколько в определенных объемах конкретных рудоносных формаций и структур, представляющих в своей совокупности единую систему, хотя и не всегда пространственно совмещенную.

Имея данные о количестве, составе и геохимической специализации различных серий пород и формаций, зная их продуктивность, мы можем устанавливать потенциальные прогнозные запасы определенных видов минерального сырья в пределах рудных поясов и отдельных зон геотектоногенов.

В то же время нельзя не видеть и того, что в этом новом направлении мы находимся еще в начале пути, много неясного, спорного; предстоит еще много труда для разработки самой проблемы развития земной коры и вытекающих из нее важных направлений, особенно по закономерностям образования и размещения эндогенного оруденения.

Авторы весьма признательны Ш. Е. Есенову, Е. Д. Шлыгину, Е. И. Паталахе, коллегам по работе и другим геологам за советы и полезные критические замечания.

## ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Х. М. Рудно-петрографические провинции и вопросы их классификации. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1961.
- Абдулин А. А. Тектоническое районирование палеозойского фундамента Западного Казахстана по геолого-геофизическим данным. В сб.: «К проблеме связи Урала и Тянь-Шаня». Алма-Ата, «Наука», 1969.
- Ажгирей Д. Г. Тектонические взаимоотношения Рудного и Горного Алтая по геологическим и геофизическим данным. «Бюлл. МОИП», 1966, 41, вып. 4.
- Ажгирей Д. Г., Воробьев Ю. Ю., Дьячков Б. А. и др. Характеристика герцинского магматизма Зайсанской геосинклинальной области. В кн.: «Геология СССР», т. 41, ч. I. М., «Недра», 1967.
- Амшинский Н. Н. Вертикальная петрогохимическая зональность гранитоидных plutонов (на примере Алтая). Автореферат докторской диссертации. Томск, 1969.
- Андреев А. П. и др. Глубинное тектоническое районирование территории Казахстана по геофизическим данным. «Сов. геол.», 1966, № 6.
- Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. М., Изд-во ВАГТ, 1968.
- Афоничев Н. А. Основные этапы развития Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы. «Сов. геол.», 1967, № 2 и 3.
- Бандалетов С. М. Сибирь Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1969.
- Белостоцкий И. И., Зонненшайн Л. П., Красильников Б. Н. и др. Тектоническое районирование и закономерности формирования Алтая-Саянской области. «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1959, т. 34, вып. 6.
- Беспалов В. Ф. Геологическое строение Казахской Советской Социалистической Республики. Автореферат докторской диссертации. Алма-Ата, 1968.
- Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат, 1955.
- Богданов А. А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана. «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1959, т. 34, вып. 1.
- Богданов А. А. Тектоническое районирование палеозоид Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1965, № 5 и 6.
- Богданов А. А. и др. Формирование интрузивных комплексов Центрального Казахстана в свете радиологических данных. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1969, № 4.
- Богданова К. Г. Интрузивные комплексы Юго-Западного Алтая. Тр. ВСЕГЕИ, новая серия, т. 94, 1963.
- Бондарчук В. Г. Основные вопросы тектоорогении. Киев, Изд-во АН УССР, 1961.
- Борисов А. А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М., «Недра», 1967.
- Боруков Р. А. Избранные труды, т. 1. Алма-Ата, «Наука», 1970.
- Булин Н. К. и др. Глубинное строение Юго-Западного Алтая по сейсмологическим данным. «Сов. геол.», 1969, № 4.
- Вольфсон Ф. И., Лукин Н. И. Особенности локализации гидротермального оруденения в различных структурных этажах. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1965, № 10.
- Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры. «Геохимия», 1962, № 7.

- Виноградов А. П., Ярошевский А. А. О физических условиях зонного плавления в оболочках Земли. «Геохимия», 1965, № 7.
- Вопросы геологии, геохимии и металлогении северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, Изд-во СО АН СССР, 1970.
- Гаврилова С. П. Парагенетический анализ метаморфических образований северо-западной части Иртышской зоны смятия. «Изв. вузов. Геология и разведка», 1959, № 12.
- Генезис эндогенных рудных месторождений. Под ред. В. И. Смирнова. М., «Недра», 1968.
- Геологическое строение СССР, т. V. Основные проблемы геологии. М., «Недра», 1969.
- Геологическое строение Центрального и Южного Казахстана. Мат. ВСЕГЕИ, новая серия, вып. 41. Л., 1961.
- Геология и металлогения Успенской тектонической зоны (Центральный Казахстан), тт. 1—6. Алма-Ата, «Наука», 1967—1969.
- Геотектоническое районирование Казахстана по геофизическим данным. Сб. статей. М., «Недра», 1969.
- Геофизические исследования в Казахстане. Сб. материалов II Республиканской геофизической конференции. Алма-Ата, «Казахстан», 1968.
- Геохимия гидротермальных рудных месторождений. Ред. Х. Барнс. Пер. с англ. М., «Мир», 1970.
- Глубинное строение земной коры Узбекистана по геолого-геофизическим данным. Сб. статей, отв. ред. И. Х. Хамрабаев. Ташкент, «Фан», 1971.
- Горжеvский Д. И., Комаров В. А., Яковлев Г. Ф. Структурно-формационные зоны Рудного Алтая. «Сов. геол.», 1955, № 48.
- Горжеvский Д. И., Иванкин П. Ф. Геотектоническая позиция Рудного Алтая и Калбы по геолого-геофизическим данным. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1960, № 4.
- Гречишникова И. А. Стратиграфия и условия накопления нижнекаменноугольных отложений Рудного Алтая. «Изв. вузов. Геология и разведка», 1961, № 5.
- Давления и механические напряжения в развитии состава, структуры и рельефа литосферы. Мат. к совещанию 13—17 октября 1969 г. Л., 1969.
- Дворцова К. И. Позднеорогенные андезитовые и липарито-гранитные формации в девонских и приразломных прогибах Чу-Илийских гор. В сб.: «Вулкано-плутонические формации и их рудоносность». Алма-Ата, «Наука», 1969.
- Дзоценайдзе Г. С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М., «Недра», 1969.
- Дистанов Э. Г. О роли сдвиговых движений в формировании Северо-Восточной зоны смятия Алтая и локализации в ней полиметаллического оруденения. «Геол. и геофиз.», 1962, № 2.
- Добрецов Н. Л. и др. Принципы выделения и классификация регионально-метаморфических формаций. «Геол. и геофиз.», 1969, № 3.
- Долицкий А. В. Глобальные структурные планы, их перестройка и движение геофизических полюсов. «Докл. АН СССР», 1969, т. 184, № 1.
- Елисеев Н. А. Петрография Рудного Алтая и Калбы. В кн.: «Петрография СССР», серия 1, вып. 6. М., Изд-во АН СССР, 1938.
- Ерофеев В. С. Геологическая история южной периферии Алтая в палеогене и неогене. Алма-Ата, «Наука», 1969.
- Есенов Ш. Е. К проблеме металлогении Казахстана. В сб.: «Проблемы геологии Казахстана». Алма-Ата, «Наука», 1968.
- Есенов Ш. Е. и др. Основные черты металлогении Казахстана. В сб.: «Закономерности размещения полезных ископаемых. Проблемы металлогении Тянь-Шаня», т. 9. М., «Наука», 1970.
- Ефремова С. В. Дайки в гранитоидных комплексах Центрального Казахстана. М., «Наука», 1970.
- Жилинский Г. Б. Оловоносность Центрального Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1959.
- Закономерности размещения полезных ископаемых. Проблемы металлогении Тянь-Шаня. Сб. статей, т. 9. М., «Наука», 1970.
- Заридзе Г. М. Эндогенные формации орогенных областей. М., «Наука», 1970.
- Звягинцев П. И. Палеозойский вулканизм юго-восточной части Рудного Алтая. М., «Наука», 1965.
- Иванкин П. Ф., Ишин П. В., Кузебный В. С. Рудные формации Рудного Алтая. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1961.
- Иванкин П. Ф., Любецкий В. Н. О блоковом строении полиметаллического пояса Юго-Западного Алтая. «Сов. геол.», 1962, № 6.
- Иванкин П. Ф. Морфология глубоковскрытых магматогенных рудных полей. М., «Недра», 1970.
- Казанли Д. Н. Структура Центрального Казахстана на основании анализа гравиметрического и магнитного полей. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1955, вып. 20.

- Каляев Г. И. Проблемы связи магматизма и складчатости фундамента. «Геотектоника», 1970, № 1.
- Карта геологических формаций Восточного Казахстана, м. 1:1 500 000. Гл. ред. Л. И. Боровиков. ВСЕГЕИ, 1970.
- Кассин Н. Г. Развитие геологических структур Казахстана. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1951, вып. 14; 1952, вып. 15.
- Каттерфельд Г. Н., Чарушин Г. В. Глобальная трещиноватость Земли и других планет. «Геотектоника», 1970, № 6.
- Каюпов А. К. К вопросу о причинах зонального проявления эндогенного оруднения на Алтае. В сб.: «Основные идеи Н. Г. Кассина в геологии Казахстана». Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960.
- Келлер Б. М., Кузнецкий А. Г., Палец Л. М., Токмачева С. Г., Шарапков А. П. Рифей и нижний кембрий Юго-Западного Прибалхашья. «Сов. геол.», 1970, № 8.
- Кеннеди Д. Происхождение континентальных массивов и океанических бассейнов. В сб.: «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд», т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Комар В. А., Чернов В. М. Основные этапы геологического развития Юго-Западного Алтая в девонском периоде. «Изв. вузов. Геология и разведка», 1970, № 12.
- Коптев-Дворников В. С., Полквой О. С., Маркова Н. Г. и др. Палеозойские интрузивные комплексы Бетпак-Далы. Тр. ИГЕМ, т. I, вып. 44, 1960; т. II, вып. 54, 1962. М., Изд-во АН СССР.
- Кора и верхняя мантия Земли. Сб. статей. М., «Наука», 1968.
- Косыгин Ю. А. Тектоника. М., «Недра», 1969.
- Котляр В. Н. Проблема рудоносности вулканогенных формаций. «Сов. геол.», 1967, № 11.
- Котляр В. Н. Основы теории рудообразования. М., «Недра», 1970.
- Кропоткин П. Н. Строение складчатого фундамента Центрального Казахстана. Тр. ГИН АН СССР, вып. 108, № 36, 1950.
- Кропоткин П. Н. Механизм движения земной коры. «Геотектоника», 1967, № 5.
- Кузебый В. С. Особенности возрастных взаимоотношений и некоторые вопросы петрологии габбро-гранодиорит-плагигранитовых интрузий северо-западной части Рудного Алтая. Тр. ИГН АН КазССР, т. 17, 1966.
- Кузнецов В. А. Тектоническое районирование и основные черты эндогенной металлогении Горного Алтая. Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 13, 1963.
- Кузнецов В. А. Алтае-Саянская металлогеническая провинция и некоторые вопросы металлогении полициклических складчатых областей. В сб.: «Законы размещения полезных ископаемых», т. 8. М., «Наука», 1967.
- Кузнецов Ю. А. Условия образования главных типов магматических формаций подвижных зон. «Геол. и геофиз.», 1962, № 10.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964.
- Кузнецов Ю. А. Основные типы магмоконтролирующих структур и магматические формации. «Геол. и геофиз.», 1970, № 9.
- Кузнецов Ю. А., Яншин А. И. Гранитоидный магматизм и тектоника. «Геол. и геофиз.», 1967, № 10.
- Кунин Н. Я., Иванов А. П., Шацилов В. И. Глубинное строение Южного Казахстана по результатам глубинного сейсмического зондирования. «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1970, т. 45, № 6.
- Любецкий В. Н. Глубинное строение и районирование Иртыш-Зайсанской складчатой системы по геофизическим данным. «Изв. вузов. Геология и разведка», 1965, № 12.
- Любецкий В. Н., Логунов Ю. Н., Нахтигаль Г. П. Форма Калба-Нарымского гранитного plutona по геофизическим данным. «Изв. вузов. Геология и разведка», 1970, № 9.
- Магакьян И. Г. Типы рудных провинций и рудных формаций СССР. М., «Недра», 1969.
- Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала, тт. 1—5. Тр. П Уральского петрографического совещания. Свердловск, Изд-во УФАН СССР, 1968—1969.
- Марейчев А. М. Структурные особенности Успенской зоны смятия в Центральном Казахстане и основные этапы ее развития. Мат. ВСЕГЕИ, новая серия, вып. 33, 1960.
- Маркова Н. Г. Стратиграфия и тектоника палеозоя Бетпак-Далы. Тр. ГИН АН СССР, вып. 62, 1961.
- Мархинин Е. К. Роль вулканизма в формировании земной коры. М., «Наука», 1967.
- Матвеевская А. Л. Герцинские прогибы Обь-Зайсанской геосинклинальной системы и ее обрамления. М., «Наука», 1969.

- Миловский А. В., Матвеева С. С. Поведение элементов в процессе гранитизации пород. «Геол. рудных месторождений», 1970, № 3.
- Микуинов М. Ф. Новые данные о верхнепалеозойских отложениях Рудного Алтая. Тр. ВАГТ, № 3, 1957.
- Миненко Т. А. Особенности геохимической специализации вулканогенных комплексов Центрального Казахстана. Тр. ИГН АН КазССР, т. 18, 1966.
- Михайлов Н. П. Чу-Балхашский ультрабазитовый пояс. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1955, № 1.
- Михайлов Н. П. Общие закономерности распространения ультраосновных и основных интрузий в Восточном Казахстане. «Сов. геол.», 1958, № 7.
- Моисеенко Ф. С. Схема тектоники Центрального Казахстана в свете гравиметрических данных. «Ученые записки ЛГУ, серия геол.», 1957, вып. 9, № 225.
- Моисеенко Ф. С. Строение и развитие земной коры южного горного обрамления Сибири. Новосибирск, «Наука», 1969.
- Морозенко Н. К. Прииртышский гранитный массив и связанные с ним месторождения олова и вольфрама (В. Калба). Тр. ЦНИГРИ, вып. 91, 1937.
- Муратов М. В., Славин В. И. Краткий геологический очерк Калбы. В кн.: «Очерки по геол. Сибири», вып. 16. М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Мусин Р. А. Формации рудных метасоматитов и металлогенические особенности Алмалыкского района. Ташкент, «Фан», 1970.
- Невский В. А. О книге Г. Н. Щербы. «Геология рудных месторождений», 1971, № 6.
- Недовизин А. А. Стратиграфия древних толщ гор Котнак (Бетпак-Дала). «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1966, № 3.
- Некорошев В. П. Геология Алтая. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Некорошев В. П. Тектоника Алтая. М., «Недра», 1966.
- Никитин И. Ф., Аполлонов М. К., Цай Д. Т. Корреляционная схема ордовика Восточного Казахстана. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1968, № 3.
- Никольский А. П. Гранитоиды Алтая и Калбы. «Сов. геол.», 1948, сб. 31.
- Очинников Л. Н. Некоторые вопросы магматогенного рудообразования. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1959, № 4.
- Окраины континентов и островные дуги. Тр. симпозиума. Под ред. У. Пула. Перевод с англ. М., «Мир», 1970.
- Орогенические пояса. Сб. статей. М., «Наука», 1968.
- Палец Л. М. Стратиграфия отложений ордовика северо-западного окончания Чуй-Илийских гор (район лога Карагатал). В сб.: «Мат. по геол. и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 3 (28). Алма-Ата, «Наука», 1965.
- Панкуль Л. И. Фазы и циклы тектогенеза. Алма-Ата, «Наука», 1968.
- Парецкий И. И. Новые данные о стратиграфическом положении и возрасте некоторых древних свит Восточной Бетпак-Далы. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1970, № 3.
- Паталаха Е. И. Механизм возникновения структур течения в зонах смятия. Алма-Ата, «Наука», 1970.
- Перекалина Т. В. Геология герцинских гранитоидных интрузий Центрального Казахстана. Л., Изд-во ЛГУ, 1966.
- Пейве А. В. Разломы и тектонические движения. «Геотектоника», 1967, № 5.
- Полиметаллические месторождения Рудного Алтая. М., «Госгеолтехиздат», 1957.
- Плющев Е. В., Ушаков О. И. Приповерхностный гидротермальный метаморфизм в девонских вулканогенных породах Центрального Казахстана. «Зап. ВМО», 1967, вып. 6.
- Попов В. В. Вулканизм, тектоника и полиметаллическое оруденение Лениногорского рудного района. Алма-Ата, 1968.
- Проблемы геологии Казахстана. Сб. статей. Алма-Ата, «Наука», 1968.
- Пушкарев И. К., Шацилов В. И., Иванов А. П. Глубинные сейсмические исследования по профилю Арысь—Балхаш. В сб.: «Геофизические исследования в Казахстане». Алма-Ата, «Казахстан», 1968.
- Ревякин П. С., Кузебый В. С. Особенности глубинного строения Рудного Алтая по геофизическим данным в связи с проблемой магматизма. «Сов. геол.», 1966, № 2.
- Рехарский В. И. Периодичность коэффициента распределения и закономерности накопления элементов в изверженных горных породах. В кн.: «Очерки геохимии эндогенных и гипергенных процессов». М., «Наука», 1966.
- Ронов А. Б., Ярошевский А. А. Химическое строение земной коры. «Геохимия», 1967, № 11.
- Русаков М. П. К вопросу о наличии надвигов и сбросов в восточной части Киргизской степи. «Изв. ГГРУ», 1930, т. 49, № 2.
- Рыбин А. И. Теория глубинного гравитационного тектогенеза. «Докл. АН СССР», 1970, т. 195, № 11.

- Рукавишникова Т. Б., Токмачева С. Г., Салин Б. А. и др. Новые данные по стратиграфии отложений позднего ордовика и нижнего силура Чу-Илийских гор. «Докл. АН СССР», 1968, т. 183, № 2.
- Рундквист Д. В., Денисенко В. К., Павлова И. Г. Грейзеновые месторождения (онтогенез и филогенез). М., «Недра», 1971.
- Сатпаев К. И. Главные закономерности пространственного размещения зон эндогенного оруденения в Центральном Казахстане. «Сов. геол.», 1957, № 58.
- Семенов А. И., Смыслов А. А. Геохимические критерии связи промышленного оруденения с горными породами и проблема источников оруденения. «Зап. ВМО», 1967, вып. 5.
- Семенова Т. П. Возраст горных пород некоторых районов Казахстана. Алма-Ата, 1969.
- Сенкевич М. А. Стратиграфическое расчленение девонских вулканогенных и осадочных образований Южного и Западного Прибалхашья. Тр. Лабор. палеовулканологии, вып. 3. Алма-Ата, 1964.
- Связь магматизма и эндогенной минерагении с блоковой тектоникой. М., «Недра». 1969.
- Система рифтов Земли. Тр. симпозиума в Оттаве, 1965 г. Пер. с англ. М., «Мир», 1970.
- Скворцова К. В., Сидоренко Г. А., Дара А. Д., Силантьева Н. И., Медеева М. М. Фемолитовый сульфид молибдена. «Зап. ВМО», 1964, вып. 4, ч. 93.
- Смирнов В. И. Особенности металлогенеза поликлинических геосинклиналей. В сб.: «Мат. IV Всес. металлог. совещания». М., 1965.
- Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М., «Недра», 1965.
- Смирнов В. И. Об источниках вещества эндогенных месторождений полезных ископаемых. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1969, № 3.
- Степанов В. В., Кудряшов А. В., Рыбальтовский Е. В. Структурно-магматические особенности и металлоносность Алайгырского и Саранского рудных районов. В сб.: «Мат. по геол. некоторых эндогенных месторождений Ц. Казахстана». Тр. ИГН АН КазССР, т. 6, 1962.
- Строение и развитие земной коры. Сб. статей. М., «Наука», 1964.
- Стучевский И. И. К вопросу о взаимоотношениях вулканогенных и осадочных фаций в северо-западной части Иртышской зоны смятия. Тр. АГМНИИ, № 8. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960.
- Субботин С. И., Наумчик Г. Л., Рахимова И. Ш. Мантия Земли и текtonогенез. Киев, «Наукова думка», 1968.
- Суворов А. И. Успенская зона Центрального Казахстана и ее некоторые аналоги. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1961, № 8.
- Суворов А. И. Закономерности строения и формирования глубинных разломов. М., «Наука», 1968.
- Суворов А. И. Новые данные о строении Джалаир-Найманской зоны (Центральный Казахстан). «Докл. АН СССР», 1971, т. 196, № 3.
- Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Л., Изд-во ЛГУ, 1964.
- ✓ Тамразян Г. П. Некоторые главнейшие планетарные тектонические закономерности и их причинные связи. «Изв. вузов. Геология и разведка», 1967, № 11.
- Тащинина М. В., Кошкин В. Я., Розенкранц А. А. Вулканогенные формации Джунгаро-Балхашской складчатой системы (Центральный Казахстан). В сб.: «Герцинские магматические комплексы Восточного Казахстана». Тр. I Казахст. петрограф. совещания, т. II. Алма-Ата, «Наука», 1971.
- ✓ Твалчрелидзе Г. А. Опыт систематики эндогенных месторождений складчатых областей. М., «Недра», 1966.
- Стратиграфия докембрия Казахстана и Северного Тянь-Шаня. М., 1969.
- Уразаев Б. М. Физические свойства горных пород и геофизические поля. Алма-Ата, «Наука», 1971.
- Филиппов В. А. О возрасте редкометального оруденения Калбы. «Сов. геол.», 1965, № 11.
- Хайн В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1964.
- Хайн В. Е. Об основных тенденциях развития земной коры. «Вестн. МГУ», 1968, № 1.
- \* Хамрабаев И. Х. Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1958.
- Хамрабаев И. Х. Петролого-геохимические критерии рудоносности магматических комплексов. Ташкент, «Фан», 1969.
- Хисамутдинов М. Г. Особенности геологического строения и металлогенеза полиметаллической зоны Алтая. Тр. ВСЕГЕИ, новая серия, т. III, 1964.
- Хорева Б. Я. Геологическое строение, интрузивный магматизм и метаморфизм Иртышской зоны смятия. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Хорева Б. Я. О возрасте метаморфических пород Курчумско-Кальджирского водораздела. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1965, № 6.

- Хохлов И. И. Золотоносные интрузии юго-восточной части Иртышской зоны смятия на Алтае. В сб.: «Новые данные по магматизму и рудоносности Алтай-Саянской складчатой области». Тр. СНИИГИМС, вып. 70, 1968.
- Чебаненко И. И. Основные закономерности разломной тектоники земной коры. Киев, Изд-во АН УССР, 1963.
- Чебаненко И. И. Проблемы складчатых поясов земной коры. Киев, Изд-во АН УССР, 1964.
- Чернов В. И. Девонские вулканические формации Рудного Алтая. «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1970, т. 45, № 6.
- Чернов В. И. О некоторых геолого-петрографических особенностях Лениногорско-Зыряновского типа порфировых интрузий на Рудном Алтае. «Изв. вузов. Геология и разведка», 1970, № 11.
- Шавло С. Г. Пегматиты и гидротермалиты Калбинского хребта. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1958.
- Шатский Н. С. Избранные труды, т. IV. М., «Наука», 1965.
- Шейнман Ю. М. очерки глубинной геологии. М., «Недра», 1968.
- Шипулин Ф. К. Интрузии и рудообразование. М., «Наука», 1968.
- Шлыгин Е. Д., Шлыгин А. Е. Некоторые принципы геотектонического районирования Казахстана. В сб.: «Складчатые области Евразии». М., «Наука», 1964.
- Щерба Г. Н. Некоторые глубинные подвижные зоны Юго-Западного Алтая. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1957, вып. 2(27).
- Щерба Г. Н. Геология Нарымского массива гранитоидов на Южном Алтае. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1957.
- Щерба Г. Н. Формирование редкометальных месторождений Центрального Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960.
- Щерба Г. Н. Проблемы генезиса колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. «Сов. геол.», 1968, № 6.
- Щерба Г. Н. Геотектоногены и рудные пояса. Алма-Ата, «Наука», 1970.
- Щерба Г. Н., Лаумулин Т. М. и др. Геология и металлогения Северо-Западного Прибалхашья, т. I. Алма-Ата, «Наука», 1968.
- Щерба Г. Н., Сенчило Н. П., Кудряшов А. В., Ершов Б. В. Геология и редкометальное оруденение Южного Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1968.
- Щерба Г. Н., Лопатников В. В., Сериков П. В., Дьячков Б. А., Чук Г. М. Морфология и строение Калба-Нарымского plutона. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1971, № 3.
- Яговкин И. С. Геологические исследования Успенского района Казахской ССР. Тр. Главного геологоразвед. управления, вып. 42, 1932.
- Яковлев Г. Ф. Материалы по тектонике Рудного Алтая. Тр. ВАГТ, вып. 3, 1957.
- Яковлев Г. Ф., Гончарова Т. Я., Кропачев С. М. Тектоно-магматическое развитие колчеданных провинций Южного Урала, Северного Кавказа, Рудного Алтая. «Вестн. МГУ. Геология», 1970, № 2.
- Яковлев Д. И. Чу-Илийские горы (восточная часть). «Изв. Геол. ком.», 1929, т. 17, № 2.
- Яковлева Е. Б. Основные этапы палеозойского вулканализма центральной части Рудного Алтая. Тр. ВАГТ, вып. 3, 1957.
- Янов Э. Н. Тектоника Саяно-Алтайской складчатой области. «Сов. геол.», 1966, № 8.
- Яншин А. Л. Тектоническое строение Евразии. «Геотектоника», 1965, № 4.

## О ГЛАВЛЕНИЕ

<b>Введение. Г. Н. Щерба</b>	5
<b>Глава 1. УСПЕНСКИЙ ГЕОТЕКТОНОГЕН. Г. Н. Щерба, В. В. Степанов, А. В. Кудряшов</b>	8
Структурное основание	9
Стадии герцинского цикла развития	19
Периодизация формирования геотектона	26
Геохимическая и металлогеническая специализация магматитов	28
Время и формы проявления редкометального оруденения	—
Новая структура	33
<b>Глава 2. ЧУ-ИЛИЙСКИЙ ГЕОТЕКТОНОГЕН. В. В. Степанов, С. Н. Митрофанская, Х. Б. Аубакиров, Ю. А. Халхалов</b>	37
Протерозойское основание	—
Байкальский цикл	42
Каледонский цикл	45
Размещение магматитов	62
Рудоносность магматитов поздней стадии	64
Герцинский цикл	69
Новая структура. В. В. Степанов, М. Я. Дара, В. Л. Гончаров	75
<b>Глава 3. АЛТАЙСКИЙ ГЕОТЕКТОНОГЕН. Б. А. Дьячков, Г. П. Наутигаль, Г. Н. Щерба</b>	86
Каледонское основание	88
Стадии герцинского развития	—
Новая структура	133
<b>Глава 4. РАЗВИТИЕ ГЕОТЕКТОНОГЕНОВ, ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ. Г. Н. Щерба, В. В. Степанов, С. Н. Митрофанская</b>	145
Строение основания	—
Механизм	148
Магматизм	167
Гранитоидные интрузии	178
<b>Глава 5. РУДОНОСНОСТЬ, РЕДКОМЕТАЛЬНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ. Г. Н. Щерба</b>	186
Байкальский цикл	—
Каледонский цикл	187
Герцинский цикл	—
Редкометальное оруденение	199
Заключение. Г. Н. Щерба	205
Литература	211

Шерба Григорий Никифорович, Степанов Владислав Валентинович,  
Кудряшов Аркадий Васильевич, Митрофанская Светлана Никитична,  
Аубакиров Халил Баталович, Дьячков Борис Александрович,  
Нахтигаль Герман Павлович, Халхалов Юрий Архипович

ГЕОТЕКТОНОГЕНЫ КАЗАХСТАНА  
И РЕДКОМЕТАЛЬНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Том 1. Геотектоногены и магматизм

Утверждено к печати Ученым советом  
Ордена Трудового Красного Знамени  
Института геологических наук им. К. И. Саппаева  
Академии наук Казахской ССР

Редакторы Р. И. Суворова, Т. Е. Каткова  
Худож. редактор И. Д. Сущих  
Художник К. А. Власов  
Техн. редактор В. К. Горячкина  
Корректор А. А. Белокопытова

\* \* \*

Сдано в набор 25/I 1972 г. Подписано к печати 10/V 1972 г.  
Формат 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага № 1. Усл. печ. л. 20,5 (4 вклейки).  
Уч.-изд. л. 23. Тираж 1000. УГ01163.  
Цена 2 р. 70 коп.

\* \* \*

Типография издательства «Наука» Казахской ССР, г. Алма-Ата, ул. Шевченко, 28.  
Зак. 20.

193