

ГЕОЛОГИЯ
И
МЕТАЛЛОГЕНИЯ
ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ
ТОКРАУСКОЙ ВПАДИНЫ
И
ЮГО-ЗАПАДНОГО
ЧИНГИЗА

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
им. М. В. ЛОМОНОСОВА

ЦЕНТРАЛЬНО-КАЗАХСТАНСКОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ
МИНИСТЕРСТВА ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР
КАЗАХСКОЙ ССР

Материалы по геологии Центрального Казахстана

том IX

ГЕОЛОГИЯ
И МЕТАЛЛОГЕНИЯ
ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ
ТОКРАУСКОЙ ВПАДИНЫ
И ЮГО-ЗАПАДНОГО
ЧИНГИЗА

Под редакцией
проф. А. А. БОГДАНОВА

ИЗДАТЕЛЬСТВО
МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
1971

Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Московского университета

ПРЕДИСЛОВИЕ

(от редактора)

На протяжении ряда лет (1959—1965 гг.) группа сотрудников Казахстанской экспедиции геологического факультета Московского университета, работавшая совместно с геологами Центрально-Казахстанского геологического управления Министерства геологии КазССР и Московского геологоразведочного института, была занята изучением особенностей геологического строения и металлогении юго-западного склона хр. Чингиз и смежных с ним пространств Токрауской впадины. Эта обширная и разнообразная по своему геологическому строению область первоначально привлекла к себе внимание возможным развитием колчеданного оруденения. В процессе проведения детальных комплексных геологических исследований были разработаны многие вопросы стратиграфии и истории палеозойского магматизма. Некоторые итоги этих исследований, выполненных под руководством В. Г. Тихомирова и А. Е. Михайлова, изложены в предлагаемой вниманию читателей книге.

В геологическом отношении описываемый район обладает рядом важных особенностей. В его пределах находится Центрально-Казахстанский (в книге — Карадон-Темиршинский) глубинный разлом, которому в последние годы уделяется большое внимание во многих работах, посвященных геологии Центрального Казахстана. С этим разломом нередко связываются представления об огромных горизонтальных перемещениях крупных блоков земной коры послепалеозойского (триасового) возраста. Вместе с тем исследования В. Г. Тихомирова и А. Е. Михайлова и их соавторов с совершенной очевидностью доказывают, что Центрально-Казахстанский разлом является сложным вертикальным нарушением, по которому происходили перемещения на протяжении конца палеозойского времени, а само положение его известным образом определяло положение структурно-фациальных зон варисцийской эпохи в этой части Казахстана.

Авторы разработали вопросы геологии области с различной полнотой. Наиболее интересный материал собран и исследован по вопросам стратиграфии палеозойских образований (среднего палеозоя) и магматизма этой эпохи. Очень ценны сведения об особенностях строения различных вулканических и субвулканических тел. Менее полно, на мой взгляд, осталась разработанной структурная часть, что открывает широкий простор для последующих исследований.

Ряд ценных сведений, в частности материалы по стратиграфии третичных и четвертичных континентальных образований, равно как по геоморфологии и новейшей тектонике (В. Ю. Малиновский, В. И. Бабак),

в публикуемой книге не рассматриваются, так как имеют вполне самостоятельный характер.

Авторы издаваемой книги на протяжении последних лет неоднократно выступали в печати с изложением отдельных сделанных ими выводов; некоторые из авторов обобщили результаты своих исследований в диссертациях, с успехом ими защищенных (Е. П. Успенский, Б. Я. Журавлев, И. Л. Дорохов, Э. М. Великовская, А. Б. Веймарн). Все это вызвало определенные трудности при подготовке книги к печати, так как авторы стремились построить ее в плане изложения новых, ранее не опубликованных данных.

А. А. Богданов

ВВЕДЕНИЕ

Многие особенности геологического строения и металлогении двух крупнейших палеозойских тектонических элементов Центрального Казахстана: Чингизского мегантиклинория и Джунгаро-Балхашской складчатой области к настоящему времени достаточно полно освещены в работах авторских коллективов и отдельных ученых. Широкой известностью пользуются исследования Н. В. Аксаментовой, Р. М. Антонюка (1964), С. М. Бапдалетова (1962, 1969), В. Ф. Беспалова (1954, 1956, 1957, 1960, 1964), А. А. Богданова (1963, 1965), Р. А. Борукаева (1961, 1962), Н. К. Ившина, Г. Ф. Ляпичева, И. Ф. Никитина (Геология Чингизской геосинклинальной зоны, 1962), Н. Г. Кассина (1947, 1951), В. С. Коптева-Дворникова (1952), В. Б. Кочурова (1948), В. Я. Кошкина (1961, 1962), Ю. И. Лялина, Е. Е. Миллер и Л. Г. Никитиной (1964), Г. Ф. Ляпичева (1962), Н. Г. Марковой (1948, 1964), Е. Е. Миллер (1964), В. К. Монича (1959), Н. И. Наковника (1964), И. Ф. Никитина (1962), Л. Г. Никитиной (1962, 1964), Т. В. Перекалиной (1966), М. П. Русакова (1929, 1932, 1957, 1958), К. И. Сатпаева (1955, 1958, 1963, 1964), Н. А. Севрюгина (1959), А. И. Семенова (1957), М. А. Сенкевич (1956, 1957, 1961), Е. Д. Шлыгина (1935, 1964), Г. Н. Щербы (1956, 1960, 1962, 1964) и др.

Такое сравнительно хорошее состояние изученности многих районов Центрального Казахстана отнюдь не снимает необходимости в дальнейших, главным образом детальных и комплексных региональных, исследованиях, объединяющих результаты геологических съемок, тематических, геофизических и металлогенических работ. Особый интерес представляют области сочленения крупнейших тектонических структур, изучение которых позволило бы осветить многие спорные и слабо разработанные вопросы.

Исследованная область расположена в пределах восточной, наиболее возвышенной части Иртыш-Балхаш-Нурынского водораздела, достигающей максимальной высоты порядка 1500 м и являющейся одной из наиболее высоких в Центральном Казахстане. Геоморфологически это глубоко расчлененный мелкосопочник, на фоне которого выступают в виде «островов» массивы низких гор. Несмотря на значительные абсолютные высоты, глубина вертикального расчленения рельефа редко превышает 200—250 м, достигая в отдельных случаях 500 м. Наиболее расчлененный рельеф свойствен тем участкам, где на дневную поверхность выходят вулканогенные породы девона и карбона и гранитные массивы. Подобный характер рельефа и сравнительно скудный растительный покров определяют хорошую обнаженность геологических объектов.

Первые сведения о геологии рассматриваемой области стали поступать с середины прошлого столетия от экспедиций, организованных горными промышленниками. Появились сообщения о находках руд ме-

ди, железа, золота, свинца, цинка. Начальные представления о составе и возрасте пород принесли маршрутные исследования, выполненные П. И. Шангиным, Г. Д. Романовским, Н. К. Высоцким, А. А. Краснопольским. Площадное геологическое изучение описываемых территорий началось лишь после Октябрьской революции в

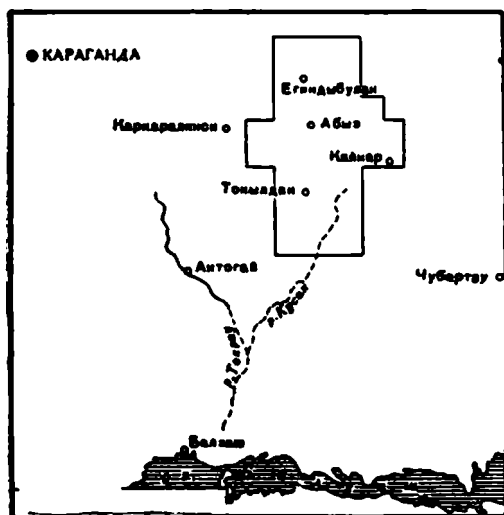


Рис. 1. Схема местоположения исследуемой области

двадцатые и тридцатые годы. Оно проводилось с целью изучения стратиграфии палеозоя, составления первых геологических карт, а также в связи с поисками полезных ископаемых. Основное значение в то время имели работы М. П. Русакова (1929, 1932), А. К. Мейстера (1932), Н. А. Худякова (1941), Е. Д. Шлыгина (1935). В сороковых годах были выполнены площадные поисковые работы, сопровождавшиеся схематическим геологическим картированием. В них приняли участие В. Ф. Беспалов, К. М. Бетехтина, В. Н. Воскресенская, Г. Д. Зинovieв, П. Г. Корейшо, П. А. Куликов, Н. П. Михайлов, М. Б. Мычник, А. Г. Посысаев, В. И. Сталина, А. В. Степанов, М. В. Та-

шинина, А. Г. Тимофеев, Н. И. Тихомиров и др. К более позднему периоду (1952—1960) относятся исследования Н. В. Аксаментовой, Р. М. Антониюка, Н. Р. Асатуллаева, А. К. Аузина, Г. Р. Бекжанова, В. Ф. Беспалова, Е. Н. Васильева, М. А. Деткова, А. К. Каюпова, М. Б. Лившица, А. Ф. Лягоменко, А. С. Михайлова, А. К. Мясникова, Н. К. Нечаева, В. И. Ружьева, Н. А. Севрюгина, Г. В. Цаплина и др. Они послужили основой для современных представлений о геологическом строении и полезных ископаемых обширных территорий юго-западных отрогов хр. Чингиз и смежных частей Прибалхашья.

Данные о результатах работ (а также и ссылки на них) названных выше исследователей приведены в соответствующих разделах книги.

В настоящей работе рассматриваются новые материалы, полученные в результате исследований по стратиграфии, магматизму, тектонике и металлогении. В ней приводятся схемы стратиграфического расчленения ордовикских, силурийских и девонских отложений, имеющих четкую структурно-фациальную зональность. При описании изверженных пород большое внимание уделено их возрастным характеристикам. Петрографические и петрохимические характеристики охватывают все главные группы вулканических и интрузивных пород, сведения о которых представлены в таблицах и диаграммах.

Методически по-новому решаются вопросы комплексной интерпретации результатов геологической съемки и геофизических наблюдений. Существенное значение, на наш взгляд, имеет выделение фаций в вулканогенных комплексах. В основу металлогенических построений положен формационный анализ. К работе прилагаются схематическая геологическая карта и металлогеническая схема.

Многие результаты исследований, положенных в основу данной работы, а также некоторые выводы и обобщения были опубликованы авторами в различных изданиях на протяжении последних лет. Частично эти материалы использованы также в таких обобщающих методологических работах, как книга В. С. Коптева-Дворникова, М. А. Петровой и Е. Б. Яковлевой «Вулканогенные породы и методы их изучения».

В полевых работах в разные годы принимали участие Р. С. Анто-нюк, Н. Р. Асатуллаев, В. И. Бабак, М. К. Бахтеев, Л. В. Беляков, А. А. Богданов, Е. Ф. Бурштейн, А. Б. Веймарн, Э. М. Великовская, В. С. Возова, И. Э. Герасимова, Т. Н. Голубовская, И. Л. Дорохов, Б. Я. Журавлев, Н. И. Зардиашвили, Н. М. Исаев, Я. Г. Кац, Г. П. Кошелев, И. А. Кошелева, А. М. Курчавов, А. А. Максимов, В. Ю. Малиновский, М. В. Мартынова, А. Е. Михайлов, С. А. Несмеянов, В. С. Николаев, С. К. Онкиенко, Т. П. Онуфриук, Э. К. Пансова, Г. А. Панкова, А. Н. Перелыгина, В. С. Попов, С. М. Смирнов, Р. Н. Соболев, В. Г. Тихомиров, А. П. Урываева, Е. П. Успенский, Г. Т. Ушатинская, Н. И. Филинский, А. Н. Финкевич, С. Хамзин, Ю. Н. Чернов, Н. П. Четверикова, М. Н. Шаппиро, Ю. А. Шелехов, Г. Н. Шкель, А. Л. Юрина, Е. Б. Яковлева.

Авторы выражают особую благодарность научному руководителю Центрально-Казахстанской экспедиции профессору А. А. Богданову за общее руководство полевыми исследованиями и работой по подготовке книги к изданию.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Глава I

СТРАТИГРАФИЯ

Исследованная территория охватывает части двух крупнейших варисцийских структур Центрального Казахстана — Чингизского мегантиклинория и Джунгаро-Балхашской складчатой области. Мегантиклинорий входит в описываемую область одной из своих стержневых структур — Акбастауским антиклинорием (рис. 2). В пределах последнего выделяются две области: ранневарисцийских поднятий и ранневарисцийских прогибов. Они вытянуты в северо-западном направлении через всю территорию и разделены Акбастауским разломом длительного развития.

Наиболее древний байкальский структурный комплекс, представленный условно выделяемыми рифейскими отложениями, вскрыт в области ранневарисцийских поднятий. Линейные почти широтные складки рифейских пород образуют Токайскую антиклинальную зону, которая принадлежит самостоятельной ветви Акбастауского антиклинория, располагающейся восточнее изученного района.

Каледонский складчатый комплекс в области поднятий сложен породами верхнего ордовика и нижнего силура и перекрывается с резким несогласием полого залегающими ниже-среднедевонскими вулканогенными толщами. Последние образуют две крупные наложенные синклиналильные структуры варисцийского комплекса: Кайнарскую мульду (или синклиналильную зону) и Достарскую мульду. В Кайнарской мульде, в ее наиболее прогнутой восточной части, развиты осадочные отложения живетского яруса и верхнего девона. Основная особенность области ранневарисцийских прогибов состоит в том, что в ее пределах, в отличие от области поднятий, отсутствует или проявляется очень незначительно угловое несогласие в основании континентального вулканогенного нижнего девона. Силурийская система в области ранневарисцийских прогибов представлена нижним и верхним отделами. Складки верхнеордовикских и силурийских пород вскрываются в Отызбесской антиклинальной зоне, протягивающейся вдоль всей области прогибов. На их крыльях в общем согласном плане выступают отложения нижнего девона. Силурийская система представлена главным образом морскими терригенными отложениями геосинклиналильного облика. Они по формационным характеристикам резко отличны от девонских образований. На этой основе вся серия девонских континентальных вулканогенных пород нижнего девона и эйфельского (условно) яруса, связанная с оро-

генной стадией развития, а также лежащие выше отложения живетского яруса, верхнего девона и ограниченно развитые нижнекаменноугольные отложения области прогибов включаются в варисцийский структурный комплекс. Наиболее резкое несогласие в этом комплексе располагается к подошве эйфельского яруса. Этими породами, а также породами живетского яруса и верхнего девона сложены обычные для области прогибов наложенные и унаследованные синклинальные складки и сравнительно небольшие глыбовые структуры.

Джунгаро-Балхашская складчатая область отличается хорошо выраженным двухъярусным строением, определяемым наложением на ранневарисцийский складчатый структурный этаж пологих поздневарисцийских впадин. В пределах изученного района ранневарисцийский этаж представлен породами среднего-верхнего девона и нижнекаменноугольными отложениями, включающими турнейский ярус и нижнюю часть визе. Поздневарисцийские впадины — Токрауская и Северо-Балхашская — выполнены вулканогенными образованиями нижнего, среднего, верхнего карбона и нижней перми. Они разделены меридиональным Карадон-Темиршинским (Центрально-Казахстанским, по В. Ф. Беспалову) глубинным разломом. Зона разлома имеет ширину 10—15 км и ограничивается крупными разрывами: собственно Карадон-Темиршинским на востоке и Казангапским на западе. Окраинные структуры Джунгаро-Балхашской складчатой области выделены в краевую зону, которая на севере рассматриваемой площади граничит с Акбастауским антиклинорием по Карадон-Темиршинскому разлому, на юге границей раздела служит Керегежалынский разлом.

Широко распространенные кайнозойские образования представлены маломощными континентальными толщами.

Рифейские и палеозойские толщи прорваны многочисленными телами гранитоидов средне- и верхнепалеозойского возраста. Наиболее крупные из них сосредоточены в зоне Карадон-Темиршинского разлома.

При описании вулканогенных пород авторы пользовались номенклатурой А. Н. Заварицкого и Е. А. Кузнецова. Классификация вулканических обломочных пород разработана группой сотрудников кафедры петрографии геологического факультета МГУ (Блохина и др., 1959).

РИФЕЙСКИЙ КОМПЛЕКС (?)

Породы, условно относимые к рифейскому комплексу, обнажаются на северо-востоке района, в горах Токай и Караадыр. Они представлены кварцитами, яшмо-кварцитами, андезито-базальтовыми порфиридами с прослоями туфогенно-осадочных пород, хлоритово-кремнистых сланцев и линзами известняков в верхах разреза.

Нижние горизонты обнажены в горах Токай, где наблюдается следующий разрез (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Кварциты темно-серые, массивные	50
2. Алевролиты зеленые, крупнозернистые	20
3. Кварциты красно-фиолетовые, с прослоями серых	80
4. Алевролиты зеленые, кремнистые, с прослоями зеленых брекчированных кварцитов, сургучно-красных кремнистых алевролитов и с линзами серых песчаников	90
5. Яшмо-кварциты сургучно-красные, плотные, тонкополосчатые, с раковистым изломом	75
6. Кварциты серые, зеленовато-серые, бурые, трещиноватые, ожелезненные, местами брекчированные, с линзами разнозернистых песчаников	60

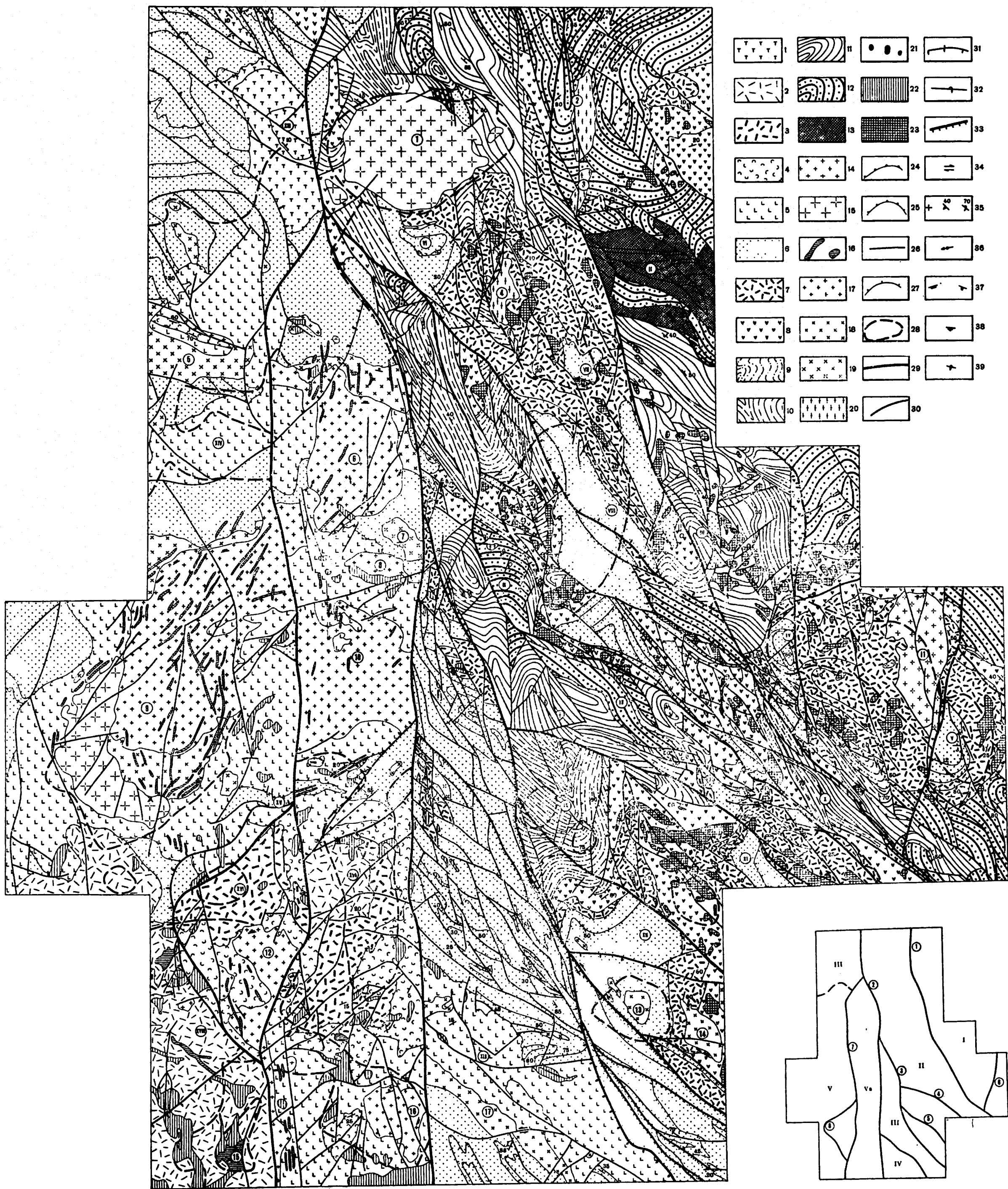


Рис. 2. Геологическая карта восточной части Каркаралинского района:

1 — нижняя пермь; 2 — верхний карбон — нижняя пермь, архарлинская свита; 3 — средний карбон, керетасская свита; 4 — нижний карбон (намюр) — средний карбон, калмакэмелская свита; 5 — нижний карбон, средний визе — намюр, каркаралинская свита; 6 — средний девон, живетский ярус — нижний карбон, нижний подъярус визе; 7 — средний девон, эйфельский ярус; 8 — нижний девон; 9 — верхний силур; 10 — нижний-верхний силур; 11 — нижний силур; 12 — верхний ордовик, жарсорская свита; 13 — рифейский комплекс, еременьтауская серия; интрузивные образования; 14 — пермские (кайнарский комплекс), 15 — пермские (акматауский комплекс), 16 — пермские (джаксыаталинский комплекс), 17 — верхнекаменноугольные (калдыринский комплекс), 18 — среднекаменноугольные (топарский комплекс), 19 — нижнекаменноугольные, 20 — среднепалеозойские, 21 — доверхнеордовикские; субвулканические и жерловые образования; 22 — нижнего карбона — перми, 23 — нижнего-среднего девона; геологические границы: 24 — согласного залегания, 25 — несогласного залегания, 26 — интрузивных массивов, субвулканических и жерловых тел, 27 — контуры складок и углы наклона слоев; 28 — контуры магматических масс, скрытых на глубине (по данным гравиметрии и магнитометрии); разрывные нарушения: 29 — глубинные, длительного развития, 30 — прочие, 31 — сбросы, 32 — взбросы, 33 — надвиги, 34 — перемещения с горизонтальной составляющей (сдвиги); 35 — элементы залегания; 36 — ориентировка первичных текстов интрузивных пород; ориентировка контактовых поверхностей интрузивных массивов: 37a — пологая, 37b — крутая, 38 — пологая в поверхностной зоне и крутая на глубине, 39 — с падением под интрузивную залежь.

Цифрами обозначены: I — Достарская брахисинклиналь, II — Токайская антиклинальная зона, III — Алгабасская синклинальная зона, IV — Кушубайская грабен-синклиналь, V — Кайнарская наложенная синклинальная зона, VI — Егиндыбулакская синклиналь, VII — Унгурсайская синклиналь, VIII — Тохтасуйская синклиналь, IX — Отызбесская антиклинальная зона, X — Каракойтасская антиклиналь, XI — Сарыкольская синклиналь, XII — Ушкунская синклиналь, XIII — Балатундыкская синклиналь, XIV — Улькенберкутинская синклиналь, XV — Кушукская антиклиналь, XVI — Аксуранская синклиналь, XVII — Шубартасская синклиналь, XVIII — Кызылсуранская синклиналь, XIX — Акканская синклиналь; интрузивные массивы: 1 — Кувский, 2 — Жамантауский, 3 — Каратауский, 4 — Сарытауский, 5 — Койтауский, 6 — Боктинский, 7 — Акбинский, 8 — Даутский, 9 — Кентский, 10 — Кызылашинский, 11 — Абралинский (Кайнарский), 12 — Актелесский, 13 — Акбюратский, 14 — Кокумский, 15 — Миялибулакский, 16 — Темиршинский, 17 — Торткульский.

На врезке цифрами обозначены: Чингизский мегантиклинорий. Акбастауский антиклинорий: 1 — область ранневарисийских поднятий, II — область ранневарисийских прогибов. Джунгаро-Балхашская складчатая область: III — краевая зона, IV — Северо-Балхашская впадина, V — Токрауская впадина (Va — зона Карадон-Темиршинского разлома). Разломы: 1 — Акбастауский, 2 — Карадон-Темиршинский, 3 — Керетжазский, 4 — Айгыржалский, 5 — Мергембайский, 6 — Кайнарский, 7 — Казангапский, 8 — Кусмурунский.

7. Яшмо-кварциты зеленые, тонкополосчатые	40
8. Алевролиты сургучно-красные, кремнистые, полосчатые	55
9. Песчаники и гравелиты грязно-зеленые	20
10. Кварциты зеленовато-серые, оскольчатые, с реликтами первичной обломочной структуры	20
11. Песчаники грубозернистые, грязно-зеленые, с линзами гравелитов, галькой кремнистых пород и линзами кварцитов	90
12. Кварциты серые, желтоватые, ожелезненные	60
13. Яшмо-кварциты сургучно-красные, полосчатые	70
14. Песчаники зеленовато-серые грубозернистые	20
15. Кварциты зеленовато-серые и розовые, полосчатые	90
Видимая мощность пород в разрезе — 885 м.	

Верхняя часть разреза была изучена в северо-восточных отрогах гор Караадыр. Здесь к северу от надвига, разделяющего рифейские и силурийские толщи, залегают:

	Мощность, м
16. Кварциты серые, трещиноватые. Пласт непостоянен по мощности и, по-видимому, представляет собой зону окварцевания, развивающуюся вдоль надвига	70
17. Андезито-базальтовые порфириды темно-зеленые, хлоритизированные, трещиноватые, местами расланцованные	400
18. Туфогенные конгломераты, грубозернистые песчаники и гравелиты зеленые, хлоритизированные, состоящие из неокатанных обломков эффузивных пород	180
19. Андезито-базальтовые порфириды темно-зеленые, хлоритизированные	600
20. Сланцы кремнисто-хлоритовые и хлорито-кремнистые зеленые, листоватые. Линзы кремнистых алевролитов, порфиритов и известняков	165
21. Андезито-базальтовые порфириды с прослойками туфогенных алевролитов зеленых, хлоритизированных, расланцованных, с линзами средне- и крупнозернистых туфогенных песчаников	110
22. Кварциты светло-серые, полосчатые, трещиноватые и омарганцованные	180
23. Диабазовые порфириды темно-зеленые, хлоритизированные, местами окварцованные и эпидотизированные	150
Мощность описанных пород 1855 м.	

Далее располагаются выходы конгломератов жарсорской свиты верхнего ордовика.

Общая мощность рифейского комплекса в описанных разрезах составляет около 2700 м. Действительная его мощность, по-видимому, гораздо больше.

В строении толщи преобладают кварциты и яшмо-кварциты. Кремнистые алевролиты, алевролиты и гравелиты встречаются реже. Большая часть кварцитов имеет, очевидно, первично осадочное происхождение. Местами кварциты приобретают брекчиевидную текстуру, причем и «цемент» и оскольчатые обломки имеют одинаковый состав и лишь иногда цемент обогащен хлоритом. Для некоторых пластов кварцитов характерна грубая полосчатость, выраженная чередованием темных и светлых полос шириной около 2 см.

Яшмо-кварциты обычно хорошо отличаются от кварцитов по ровному раковистому излому и менее интенсивной трещиноватости.

Кремнистые алевролиты представляют собой загрязненные алевритовым материалом кварциты и яшмо-кварциты и макроскопически часто от них не отличимы. В составе обломочной части преобладают плагиоклазы и кварц.

Терригенные породы — песчаники, алевролиты и гравелиты — имеют граувакковый состав с преобладанием в зернах кремнистых пород и основных эффузивов.

В верхней части разреза преобладают порфириды. Менее широко развиты туфогенно-осадочные породы, хлоритово-кремнистые и кремнисто-хлоритовые сланцы, кварциты, линзы известняков. Порфириды пред-

ставляют собой массивные, реже миндалекаменные породы основного и среднего состава, подвергшиеся глубокому зеленокаменному изменению.

Характерным элементом описанной толщи являются мелкие линзы и, реже, крупные прослои туфогенно-осадочных пород, среди которых преобладают мелкогалечные туфогенные конгломераты и туфогенные гравелиты.

Кроме сланцев и известняков, в верхах рассматриваемой толщи развиты линзы и прослои кварцитов. Наиболее крупный из этих пластов, достигающий мощности 200 м, протягивается в широтном направлении в северной части гор Токай. Он сложен однородными кварцитами, в которых наблюдаются включения (размером около 0,2 мм) радиально-лучистого или волокнистого халцедона, вероятно, органического происхождения. В породах отсутствуют реликты первичных структур, но часто заметна правильная, скорее всего седиментационная полосчатость, образованная чередованием темных и светлых полос шириной 1—2 см.

В описанном комплексе пород отсутствуют органические остатки. Геологические соотношения указывают, что его возраст не может быть моложе позднего ордовика. Р. М. Антонюк, Н. В. Аксаментова и другие исследователи сопоставляли эти отложения с еременьтауской серией Бошекульского района и считали рифейскими. Такой же точки зрения придерживался Р. А. Борукаев, посетивший этот район в 1961 г. и осмотревший основные разрезы. В то же время имеются все основания полагать, что в еще большей мере этот кварцито-яшмовый комплекс близок к уртынджальской серии Тектурмасского антиклинория. Как известно (Богданов, 1954; Богданов и др., 1955; Богданов, 1959), возраст последней также считается рифейским.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА. ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Жарсорская свита¹

Ордовикские отложения представлены вулканогенными и осадочными породами мощностью до 4000 м и объединяются в жарсорскую свиту (Никитин, 1962). В составе свиты преобладают базальтовые и андезитовые порфириды, яшмы, конгломераты и песчаники. По всему разрезу встречаются линзы известняков. Фауна, заключенная в последних, свидетельствует о накоплении осадков в морском бассейне. Для пород свиты обычны зелено-серая и бурая окраски.

Жарсорская свита в пределах описываемой области, в горах Токай, перекрывает, с базальными конгломератами в основании, метаморфический комплекс пород, отнесенный к рифею. Обломочный материал конгломератов представлен кристаллическими сланцами, порфиридами, мраморами, гнейсами. В других частях Чингизского мегантиклинория И. Ф. Никитин также отмечает несогласное залегание свиты

¹ И. Ф. Никитин, С. М. Бандалетов и Т. В. Константинов считают («К вопросу о возрасте жарсорской свиты и отложений, относившихся к жумакской свите, на северо-востоке Центрального Казахстана». «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1969, т. 44, вып. 5), что жарсорская свита в стратотипическом разрезе принадлежит нижнему-среднему девону и предлагают выделять отложения, ранее объединяемые на Чингизе в жарсорскую свиту, в качестве талдыбойской и намасской свит верхнего ордовика.

на подстилающих толщах нижнего палеозоя, в том числе на кембрийских.

Разрез жарсорской свиты имеет трехчленное строение. В нем выделяются три толщи, из которых нижняя и верхняя сложены в основном вулканогенными породами, а средняя — осадочными, терригенными. По данным И. Ф. Никитина и С. М. Бандалетова (Бандалетов, 1962; Геология Чингизской зоны, 1962), в более восточных районах (бассейны рек Талдыбой, Намас, Капа, хр. Аркалык) эта свита состоит из трех подсвит: нижней — талдыбойской — существенно терригенной, средней — намасской — эффузивной и верхней — акдомбакской — также терригенной, общей мощностью 4000 м. Однако, несмотря на отличия разрезов, характерный комплекс фауны и особенности петрографического состава эффузивных и терригенных пород позволяют уверенно выделять жарсорскую свиту в различных структурно-фациальных зонах хр. Чингиз.

Наиболее полные разрезы свиты описаны Е. П. Успенским в районе родника Жерасай и в юго-восточной части сопок Отызбес, Б. Я. Журавлевым — в районе оз. Карасор и Н. Р. Асатуллаевым — в северо-западной части сопок Отызбес (рис. 3).

Нижняя толща жарсорской свиты сложена диабазовыми, андезит-базальтовыми, андезитовыми порфиритами и туфами того же состава. Присутствуют линзы крупногалечных и валунных конгломератов, граувакковых песчаников, известняков. Наиболее широко развиты покровы оливиновых базальтовых порфиритов, авгитовых базальтовых и андезит-базальтовых порфиритов. Эти вулканогенные породы на большой площади сохраняют свой внешний облик, текстурно-структурные признаки и характер вторичных изменений. Туфогенные конгломераты, граувакковые песчаники и известняки в строении толщи играют подчиненную роль. Лишь в верховьях р. Карасу (юго-восточная часть области ранневарисцийских поднятий) развиты мощные линзы крупногалечных и валунных туфогенных конгломератов, замещающих вулканогенные породы. Гальки и валуны в конгломератах состоят из оливиновых и авгитовых базальтовых порфиритов. Неполная мощность нижней толщи жарсорской свиты 1000—1200 м.

В строении средней толщи ведущая роль принадлежит терригенным породам, включающим весь ряд от конгломератов до пелитоморфных образований при преимущественном развитии песчаников. Постоянными членами разрезов толщи являются кремнистые породы: пестроокрашенные яшмы, кремнистые алевролиты и радиоляриевые агиллиты. Вулканогенные породы отсутствуют. Лишь в отдельных разрезах встречаются маломощные покровы базальтовых порфиритов, слилы габбро-диабазов. Средняя толща жарсорской свиты фациально изменчива. В восточной части изученной области (зона ранневарисцийских поднятий) она сложена в основном терригенными породами с прослоями и линзами яшм и известняков. Гранулометрический состав терригенных пород сильно меняется по простиранию. В районе оз. Карасор, например, преобладают крупнообломочные и валунно-галечные туфогенные конгломераты, которые к северо-западу и юго-востоку (район родника Жерасай, южнее гор Кенасу) сменяются зелеными граувакковыми песчаниками с прослоями и пачками мелкогалечных конгломератов, состоящих из обломков яшм. В области ранневарисцийских прогибов средняя толща жарсорской свиты представлена, главным образом, яшмами, кремнистыми алевролитами с подчиненными прослоями песчаников и конгломератов, что можно наблюдать в разрезах сопки Отызбес. Разрез средней толщи по правобережью р. Тундык (рис. 3) являет-

ся по своему характеру переходным, совмещая черты преимущественно терригенных разрезов области ранневарисцийских поднятий и разрезов сопок Отызбес, для которых типично преобладание кремнистых пород. Мощность средней толщи жарсорской свиты до 1700 м.

Верхняя толща жарсорской свиты сложена базальтовыми и андезитовыми порфиритами, туфами того же состава, яшмами, песчаниками, валунными конгломератами, среди которых нередко встречаются линзы известняков. Состав верхней толщи значительно меняется по простиранию. В области ранневарисцийских поднятий верхняя толща жарсорской свиты имеет вулканогенный состав (рис. 3, разр. IV, VII). В юго-западном направлении вулканогенные породы верхней толщи сменяются яшмами, песчаниками, конгломератами с прослоями осадочных брекчий, состоящих из обломков яшм. Такой комплекс пород характерен для разрезов верхней толщи в сопках Отызбес. В гряде сопок Отызбес в направлении с юго-востока на северо-запад обломочный материал толщи становится более грубым. Наряду с песчаниками широкое развитие приобретают брекчии и конгломераты, состоящие из плохо окатанных и неокатанных валунов и глыб яшм, кремнистых алевролитов, диабазовых порфиритов, известняков. Мощность верхней толщи жарсорской свиты значительно меняется: от 1500 м в районе оз. Карасор до 370 м в северо-западной части сопок Отызбес. Во всех районах распространения жарсорской свиты не встречено признаков, которые могли бы указать на наличие внутри нее перерывов и несогласий. Метаморфизм пород жарсорской свиты проявлен неравномерно. Он достаточно глубок только в зонах дробления вдоль разрывов, где яшмы превращены в кварциты, а по пелитоморфным породам развиваются кварцито-серицитовые и хлоритовые сланцы. В этих участках встречаются сланцеватые и катаклазированные песчаники, вулканогенные породы носят следы интенсивного зеленокаменного изменения.

Эффузивные породы жарсорской свиты представлены базальтовыми, андезито-базальтовыми и андезитовыми порфиритами. Породообразующими минералами являются: пироксен-авгит, основной и средний плагиоклаз (или вторичный альбит). Некоторые разности содержат также в небольшом количестве оливин. По химическому составу (табл. 1, рис. 4) вся группа пород относится к щелочноземельному ряду. Содержание SiO_2 колеблется от 40,58% до 60%. В анализах, представленных по данным И. Ф. Никитина, присутствуют более кислые разности, количество SiO_2 в которых достигает 66,60%.

Жарсорская свита хр. Чингиз, по данным И. Ф. Никитина (1962), относится к верхнему карадоку-ашгиллию (жарсорский горизонт). В рассматриваемой области фаунистическая характеристика жарсорской свиты и отчасти ее стратиграфическое положение в целом подтверждают этот возраст. Действительно, жарсорская свита несогласно залегает на рифейских (?) образованиях и перекрывается отложениями нижнего лландовери. Во всех горизонтах свиты Е. П. Успенским, Б. Я. Журавлевым и Н. Р. Асатуллаевым обнаружена и собрана фауна. Из этой коллекции брахиоподы определялись И. Ф. Никитиным и частично Г. Т. Ушатинской, кораллы — О. Б. Бондаренко и Н. Б. Келлер, трилобиты — М. К. Аполлоновым и Е. С. Левицким, наутилоидеи — И. С. Барсковым, граптолиты — М. А. Обутом. Выводы о возрасте отложений, вмещающих органические остатки, базируются на заключениях этих авторов.

Нижняя толща жарсорской свиты бедна органическими остатками. Ее характеризуют только наутилоидеи рода *Spyroceras* sp., свидетельствующего об ордовикском возрасте пород.

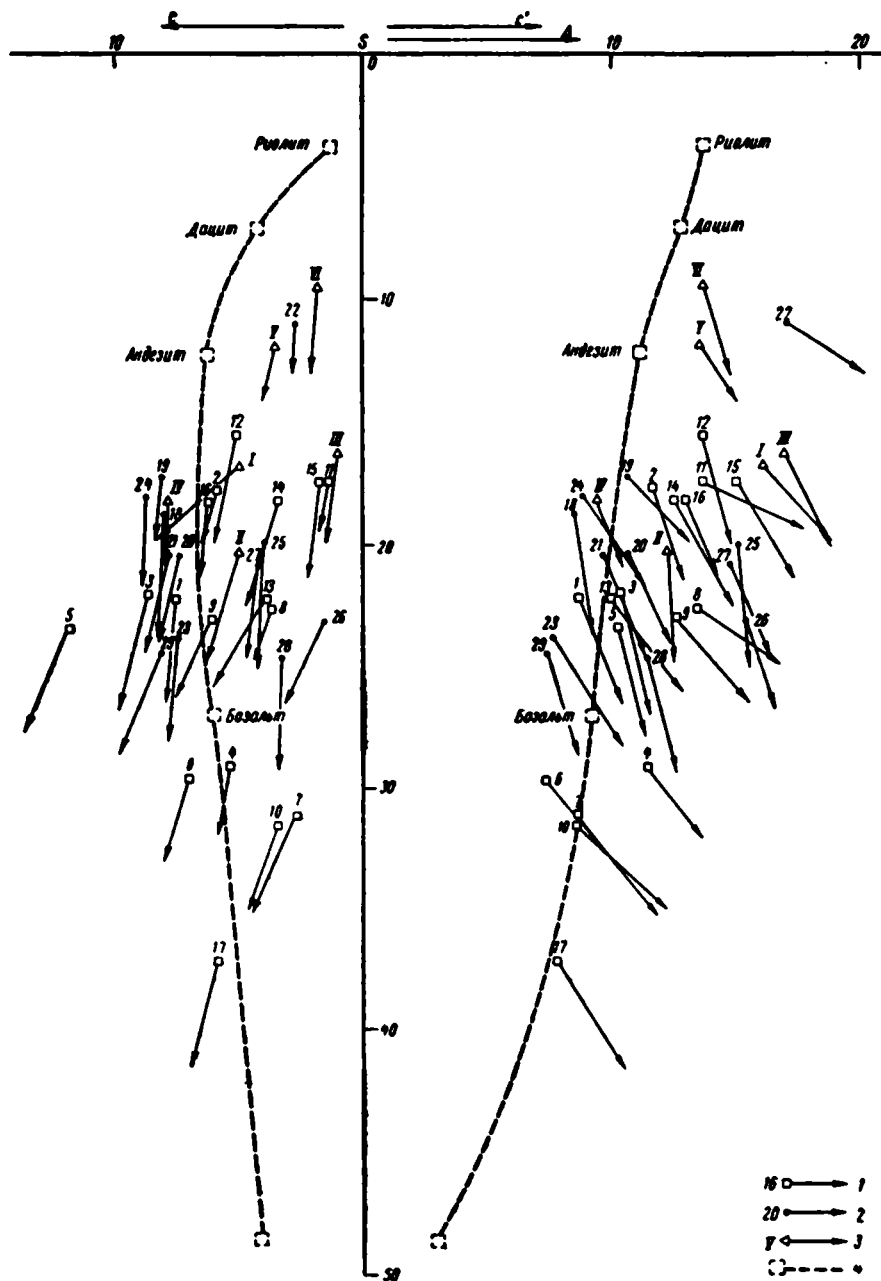


Рис. 4. Петрохимическая диаграмма эффузивных пород жаросорской свиты верхнего ордовика (составила Л. А. Софьина):
 1 — векторы пород нижней толщи; 2 — векторы пород верхней толщи; 3 — векторы пород намасской подсвиты; 4 — вариационная кривая пород нормального ряда по Р. Дэли; риолит, дацит, андезит, базальт — средние типы пород по Р. Дэли

Химический состав эффузивных пород жарсорской свиты верхнего ордовика

Таблица 1

№ анализа	Весовые проценты												
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	CO ₂	H ₂ O	п.п.п.
1	49,06	1,60	16,69	3,35	5,32	0,16	5,18	8,89	3,35	0,50	2,11	0,82	3,72
2	53,62	0,10	16,68	4,21	3,93	0,09	4,25	6,43	3,90	1,73	1,85	0,80	3,12
3	47,46	0,13	20,16	4,37	4,31	0,10	6,04	8,76	3,82	1,50	0,08	1,14	2,30
4	46,04	0,27	16,42	8,68	6,55	0,10	4,93	9,59	4,44	0,95	0,88	0,94	0,92
5	42,28	0,11	22,75	6,39	4,01	—	5,34	10,57	2,87	1,85	1,85	0,84	1,67
6	45,10	0,80	15,05	9,13	2,23	0,08	5,69	11,89	2,40	1,00	3,70	0,52	2,88
7	49,38	0,68	16,67	4,67	3,94	0,13	6,55	10,54	2,66	1,81	0,44	0,36	2,54
8	51,06	0,95	15,53	9,01	1,26	0,19	2,93	9,03	4,53	2,34	1,70	0,28	1,77
9	47,88	0,83	17,58	6,77	2,23	0,19	4,31	9,93	3,73	2,53	0,44	0,56	2,81
10	47,06	0,95	17,42	4,51	4,61	0,18	6,38	11,89	2,76	1,53	0,60	0,42	2,28
11	57,80	0,29	12,24	4,95	2,45	0,07	2,03	6,85	5,33	1,33	4,18	0,22	2,94
12	55,78	0,08	17,40	4,31	2,77	—	3,88	5,83	5,00	1,50	0,44	0,70	1,84
13	57,02	0,47	13,88	4,34	4,24	0,11	5,03	8,72	2,85	2,66	—	0,12	0,52
14	55,78	0,63	14,33	2,22	4,39	0,09	4,42	6,09	4,73	1,30	—	0,36	5,71
15	57,84	1,37	14,59	2,78	4,24	0,10	4,33	5,15	6,46	1,23	—	0,28	1,81
16	50,04	1,13	17,70	5,02	5,13	0,16	3,06	6,77	5,03	0,66	2,44	0,26	3,12
17	40,58	0,27	14,00	8,65	2,15	0,04	9,16	12,75	2,65	0,95	4,14	0,84	4,56
18	52,88	0,11	17,06	2,96	4,62	0,05	5,23	7,33	3,32	0,50	1,85	0,50	3,62
19	50,16	0,11	18,22	4,66	3,70	0,10	2,44	10,03	3,70	1,00	3,61	0,64	2,38
20	50,38	0,15	18,41	4,17	6,01	0,05	4,78	8,09	3,80	1,31	—	0,76	1,72
21	50,50	0,15	18,35	3,83	5,78	0,08	5,21	9,21	3,42	1,21	0,44	0,66	1,78
22	59,80	0,08	16,60	2,55	2,05	0,08	1,32	5,06	7,30	0,53	3,79	0,50	1,04
23	48,94	1,71	15,95	2,64	4,64	0,12	5,60	10,68	3,00	0,45	3,87	0,56	1,86
24	51,72	0,41	18,08	3,28	3,54	0,11	3,59	9,63	3,40	0,50	2,81	0,54	3,10
25	50,38	0,86	17,44	3,82	5,70	0,13	5,51	3,18	6,20	0,58	1,40	0,34	4,04
26	51,22	0,71	13,67	6,78	6,02	0,17	4,69	3,61	4,56	3,50	2,20	0,08	3,40
27	50,12	0,59	16,69	4,52	5,13	0,17	4,53	6,09	5,73	1,06	2,20	0,16	3,55
28	53,60	0,29	12,61	8,05	3,19	0,12	7,02	5,12	5,03	0,35	1,40	0,10	3,72
29	49,08	0,08	17,49	4,78	6,17	0,04	5,78	9,21	2,20	1,52	1,14	0,38	2,80

Примечание. Анализы 1—17 относятся к породам нижней толщи, 18—29 — верхней толщи жарсорской свиты; 1,3—10, 23, 29 — базальтовые и диабазовые порфириты; 2, 11—16, 18—21, 24—28 — андезито-базальтовые порфириты; 17 — миндалекаменный базальтовый порфирит; 22 — андезитовый порфирит; 1—12 — сопки Кенасу; 13—17 — район оз. Карасор; 18—24 южнее гор Жаман-Абралы; 25—29 — район могилы Басангур (прав. берег р. Тундык). Анализы произведены в геохимической лаборатории МГРИ в 1964 г.

В средней толще свиты встречены остатки трилобитов, кораллов и брахиопод. Представители трилобитов *Encrinurus* aff. *punctatus* (Wahl.), *Pliamera minimus* Kog., *Iliaenus* sp., *Holotrachelus* sp. определяют верхн андеркенского или, скорее, низы жарсорского горизонта. Из кораллов виды *Agetolites* cf. *multitabulatus* Lin., *A.* aff. *huangi* Lin., а также представители родов *Favositella* и *Plasmoporella* относятся к верхнему ордовику. Совместно с трилобитами и кораллами встречаются брахиоподы *Sowerbyella* ex gr. *quinquecostata* McCoy, *S.* ex gr. *sericea* (Sow.), *Dulancarella* sp. и др. Фаунистический комплекс средней толщи в целом характерен для верхнего ордовика.

Из верхней толщи жарсорской свиты собраны многочисленные остатки брахиопод, трилобитов, а также граптолитов и кораллов. При этом трилобиты, представленные родами *Dicranopeltis* sp., *Ceranrinus* sp. (aff. *kassini*), *Acrolichas* sp., *Izotelus* sp., *Platylichas* sp., *Iliaenus* sp., могут встречаться в отложениях от среднего до верхнего ордовика. Представители кораллов, граптолитов и брахиопод однозначно определяют ашгильский возраст верхней толщи. Точнее, большинство из них свидетельствует о возрасте отложений, переходном от верхнего ордовика к нижнему силуру (слои Поркуни Прибалтики). По мнению И. Ф. Никитина, на основании брахиоподового комплекса (*Triplesia* ex gr. *insularis* var. *anticostensis* Tven., *T.* ex gr. *insularis* Eichw., *Lepetaena* ex gr. *rhomboidalis* Wilck., *Cliftonia* sp., *Anastrophia* sp., *Plectatrypa* sp., *P.* cf. *pennata* Ruk., *Zygospira* sp., *Protozyga* sp., *Rhynchotrema* cf. *otarica* Ruk., *Dulancarella magna* Ruk., *Sowerbyella* sp.) выделяемая нами верхняя толща соответствует верхней — акдомбакской — подсвите жарсорской свиты более восточных районов хр. Чингиз.

Таким образом, верхнеордовикский возраст средней и верхней толщ жарсорской свиты по фауне устанавливается вполне четко. Фаунистическая характеристика нижней толщи жарсорской свиты нуждается в уточнении. Отнесение нижней толщи к верхнему ордовику в настоящее время в известной мере условно. Однако, учитывая тесную связь этой толщи со средней и верхней толщами, литологическое и петрохимическое единство всего комплекса отложений, а также состав и взаимоотношение ордовикских свит в сопредельных районах, верхнеордовикский возраст жарсорской свиты в целом представляется достаточно обоснованным.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Силурийские отложения пользуются широким развитием на изученной территории и представлены обоими отделами, в которых выделяются фаунистически охарактеризованные породы лландоверийского, венлокского и лудловского ярусов.

В результате работ Центрально-Казахстанской экспедиции были выделены зоны с различными типами строения силурийских отложений, уточнена и частично изменена стратиграфическая схема, разработанная С. М. Бандалетовым для района хр. Чингиз и принятая на Совещании по унификации стратиграфических схем в Алма-Ате в 1958 г. С. М. Бандалетовым выделены отложения лландоверийского, венлокского и ниже-верхнесилурийского возраста, названные соответственно альпейской, жумаковской и доненжальской свитами. Взаимоотношения жумаковской и доненжальской свит не были установлены, так как выходы их территориально разобщены. М. А. Борисяк и др. (1961) уточнили схему С. М. Бандалетова, доказав, что доненжальская свита является фа-

циальным аналогом жумаковской, а ее распространение ограничено северо-восточным склоном хр. Чингиз. Авторами лландоверийские отложения (альпенская свита) расчленены на 3 части, соответствующие подъярусам лландовери (подсвитам альпенской свиты). Возраст жумаковской свиты определен не древнее венлокского, но верхняя ее граница неизвестна. В статье, вышедшей в 1962 г., С. М. Бандалетов подразделяет территорию Северного и Восточного Казахстана на 4 зоны. Описываемая в настоящей работе территория относится к Чингизской структурно-фациальной зоне.

К силурийской системе нами отнесены морские и прибрежно-морские терригенные и вулканогенно-осадочные породы. В области ранневарисцийских прогибов они представлены песчаниками, алевролитами и конгломератами. В области ранневарисцийских поднятий развиты песчаники, алевролиты, конгломераты, порфириды и туфы андезитового и андезито-базальтового состава. В связи с тем что отложения силура в областях ранневарисцийских прогибов и ранневарисцийских поднятий резко различаются по составу, мощности и полноте разреза, их расчленение произведено для каждой области отдельно (Великовская, 1964, 1965, 1966).

Для области ранневарисцийских поднятий подтверждается стратиграфическая схема, принятая на совещании 1958 г. На ее территории присутствуют отложения нижнего отдела, среди которых выделяется альпенская свита, делящаяся на нижнюю и среднюю-верхнюю (нерасчлененные) подсвиты, и жумаковская свита. Альпенская свита охватывает нижний, средний и низы верхнего подъяруса лландовери, жумаковская — верх лландовери и часть венлокского яруса (табл. 2). Верхний отдел отсутствует.

В области ранневарисцийских прогибов отложения силура подразделяются следующим образом: нижний отдел — лландоверийский ярус, или зеленоцветная толща; венлокский ярус, или нижняя красноцветная толща; нижний-верхний отделы, или пестроцветная толща; верхний отдел, или верхняя красноцветная толща.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Отложения нижнего отдела широко развиты в обеих выделенных областях. В области ранневарисцийских прогибов они представлены терригенными, а в области ранневарисцийских поднятий — вулканогенно-осадочными отложениями.

Область ранневарисцийских прогибов

Лландоверийский ярус. Зеленоцветная толща

Отложения лландоверийского яруса представлены толщей песчаников, алевролитов и конгломератов, окрашенных в зеленый цвет. Несмотря на большую мощность толщи и обилие фауны, не представляется возможным расчленить ее более подробно из-за литологического однообразия и монотонной окраски. Полный и фаунистически охарактеризованный разрез описан Е. П. Успенским в урочище Куруозек в 5 км западнее род. Жерасай. Здесь с азимутальным несогласием в 30° на породах жарсорской свиты залегают (рис. 5, разр. VII):

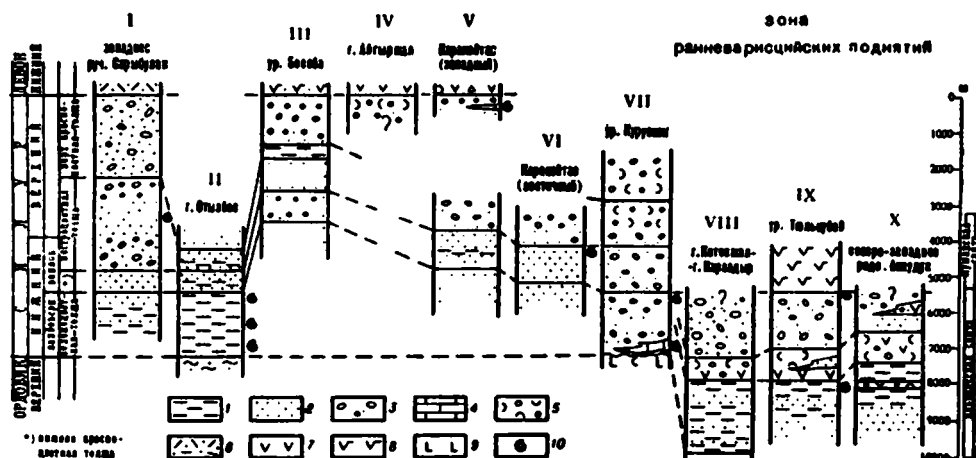


Рис. 5. Схема сопоставления разрезов силурийских отложений (составила Э. М. Вельковская):

1 — алевролиты; 2 — песчаники; 3 — конгломераты; 4 — известняки; 5 — туфогенные конгломераты; 6 — туфы липаритового состава; 7 — андезитовые порфиры; 8 — андезит-базальтовые порфиры; 9 — базальтовые порфиры; 10 — местоположение ископаемой фауны

Мощность, м

1. Известняки рифогенные светло-серые, массивные, слабо мраморизованные, в подошве — песчаные. Известняки содержат обильные остатки кораллов *Favosites* sp., *Palaeofavosites* sp., *Agetolites* sp., *Mesofavosites* sp. 37
2. Песчаники зеленые полимиктовые средне- и грубозернистые с прослоями алевролитов 43
3. Алевролиты зеленые, тонкослоистые 10
4. Песчаники зеленые полимиктовые с прослоями мелкогалечных конгломератов. Мощность слоев 10—15 см. В гальке конгломератов — зеленые алевролиты и песчаники 28
5. Алевролиты зеленые, тонкослоистые, с редкими маломощными прослоями песчаников 100
6. Песчаники известковистые, светло-зеленые, среднезернистые, тонкослоистые, с редкими прослоями алевролитов 35
7. Алевролиты зелено-серые, среднеслоистые, с прослоями песчаников 130
8. Песчаники зеленые, полимиктовые, тонкослоистые, с прослоями алевролитов 50
9. Алевролиты кремнистые, желтые, тонкослоистые. Мощность слоечков от долей сантиметра до 2—3 см 25
10. Алевролиты зеленые и лиловые с прослоями полимиктовых песчаников 80
11. Зеленые песчаники с подчиненным количеством алевролитов. Мощность прослоев алевролитов от долей сантиметра до 2—3 см 320
12. Песчаники зеленые, полимиктовые с прослоями мелкогалечных конгломератов, с плохо окатанной, угловатой галькой. Состав гальки: алевролиты, песчаники, яшмы 93
13. Алевролиты лиловые и зеленые, тонкослоистые, с тонкими прослоями песчаников 65
14. Песчаники зеленые, полимиктовые, средне- и грубозернистые, с прослоями мелкогалечных конгломератов 158
15. Мелкогалечные конгломераты с подчиненными прослоями грубозернистых песчаников. В конгломератах в составе плохо окатанной, иногда угловатой гальки присутствуют: яшмовидные породы, базальтовые порфиры, алевролиты 120
16. Алевролиты кремнистые, зеленые, тонкослоистые, с прослоями серо-зеленых песчаников 65

morthis sp., *Orthidae* (определения Т. Б. Рукавишниковой) характеризуют нижний силур; морские лилии — *Pentagonopentagonalis* ex gr. *inplanatus* Yelt., *P.* ex gr. *scalariformis* Yelt., по данным Р. С. Елтышевой, эти формы подтверждают силурийский возраст пород. Подавляющее большинство органических остатков определяют лlandoверийский возраст основания толщи. Присутствие кораллов, в своем распространении не поднимающихся выше нижнего лlandoвери, говорит в пользу принадлежности ее к низам лlandoверийского яруса. Кроме того, в Каракойтасской антиклинали (в районе гор Каракойтас) на простирании полосы пород, в которых обнаружена вышеприведенная фауна, из нескольких более высоких горизонтов толщи известны остатки граптолитов: *Climacograptus* sp., *Monograptus* aff. *incommodus* Torng., *Pristiograptus* sp. Первые две формы характерны для всего лlandoвери, а последняя указывает на верхнюю часть нижнего лlandoвери (определения А. М. Обути). Здесь же собраны остатки брахиопод: *Nucleospira* sp., *Coelospira* ex gr. *planconvexa* Hall. По мнению определявшей их Г. Т. Ушатинской, «совместное нахождение представителей этих двух родов и общий облик фауны этого горизонта позволяют предположить, что эти отложения соответствуют нижней половине альпийского горизонта». Аналогичная фауна граптолитов обнаружена Н. П. Четвериковой в горах Кунагай. Все это дает возможность полагать, что основание зеленоцветной толщи по возрасту соответствует самым низам нижнего лlandoвери. Северо-западнее ур. Куруозек из средней части разреза толщи Е. П. Успенским собраны остатки брахиопод, определенные Г. Т. Ушатинской как *Eospirifer fusus* Boris., *Parmorthis* sp., *Nucleospira* sp., характерные для среднего-верхнего лlandoвери. Л. Н. Халатиной в этой части разреза определены кораллы: *Palaeofavosites* sp., *Mesofavosites fleximurinus* subsp. *similis* Sok., *M. favositoides* Sok., *Propora simplex* Kov., *Visbylites* sp. Данный комплекс кораллов происходит из лlandoверийских отложений, а присутствие видов *Mesofavosites favositoides* Sok., *M. fleximurinus* subsp. *similis* Sok. позволяет с уверенностью относить отложения, содержащие данные формы, к среднему подъярису (слои Тамсалу, Прибалтика). Наконец, в еще более высоких по разрезу слоях толщи обнаружены остатки брахиопод *Chonetoides* sp., представители которых, по данным Г. Т. Ушатинской, характеризуют верх альпийского горизонта Чингиза. Здесь же Д. Т. Цаем определены граптолиты: *Pristiograptus* sp., *Monograptus* cf. *gristoniensis* (Nicol.) того же возраста. В горах Отызбес в линзе известняков собраны остатки кораллов: *Palaeofavosites* cf. *histris* Sok., *P.* cf. *alveolaris* var. *kari-nuensis* Sok., *Multisolenia tortuosa* Fritz, *Propora* sp., характерные, по мнению В. А. Сытовой, для лlandoверийского яруса.

Венлокский ярус. Нижняя красноцветная толща

Нижняя красноцветная толща сложена песчаниками, окрашенными в красные и красно-фиолетовые тона, и часто характеризуется линзовидной и кривой слоистостью. В восточных разрезах в ее составе появляются в большом количестве мелкогалечные и туфогенные конгломераты. С нижележащими отложениями толща связана постепенным переходом. Ее полный разрез описан на левобережье р. Сарыбулак (рис. 5, разр. I). Здесь, по данным М. К. Бахтева, на песчаниках лlandoвери согласно залегают (простирающие пласты пород лlandoвери и венлока северо-западное, углы падения — 30—40°):

1. Песчаники фиолетовые, полимиктовые разномзернистые, тонкослоистые	175
2. Тонкое переслаивание песчаников мелко- и среднезернистых полимиктовых фиолетовых. Встречен прослой (2 м) песчаников зелено-серых, мелкозернистых	40
3. Песчаники фиолетовые, полимиктовые, мелкозернистые, тонкослоистые	66
4. Песчаники серые, полимиктовые, мелкозернистые, местами тонкослоистые	25
5. Песчаники фиолетовые, полимиктовые, мелкозернистые	150
6. Песчаники зеленовато-серые, среднезернистые	3
7. Песчаники фиолетовые, полимиктовые мелко- и среднезернистые, тонкослоистые	185
Суммарная мощность разреза 745 м. Перекрыты эти отложения песчаниками пестроцветной толщи.	

Очень сходное с описанным строение имеет толща в районе гор Ители (непосредственно к западу от Отызбесской антиклинали), Каракойтас (Каракойтасская антиклиналь), ур. Бесоба (южная часть Буурлинской антиклинали) (рис. 5, разр. III и V). Здесь также выступают мелкозернистые песчаники с подчиненным количеством алевролитов. Мощность толщ составляет от 640 до 1100 м (горы Каракойтас).

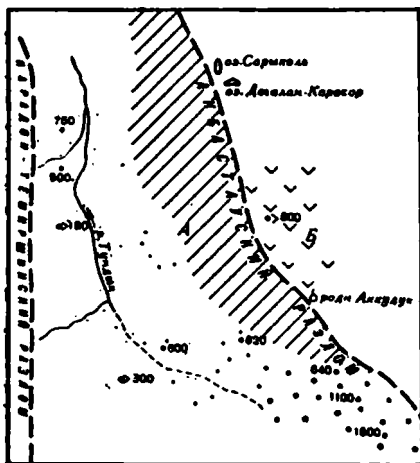


Рис. 7. Палеофациальная схема начала венлокского века (составила Э. М. Великовская): прибрежно-морские грубообломочные красноцветные образования: 1 — песчаники; 2 — алевролиты; 3 — грубые песчаники; 4 — конгломераты; 5 — вулканогенные образования среднего и основного состава; 6 — участки, где образования венлока перекрыты более молодыми породами; 7 — мощность толщ, м. А и Б — см. рис. 6

Иной разрез имеет нижняя красноцветная толща в районе ур. Куруозек: здесь песчаники замещаются мелкогалечными, а в верхах — туфогенными конгломератами (рис. 5, разр. VII). Общая мощность нижней красноцветной толщ в этом разрезе около 1600 м.

Нижняя красноцветная толща однородна на всей площади своего распространения и лишь в восточных частях разрез ее меняется: появляются линзы и прослои мелкогалечных конгломератов (рис. 5, 7). В том же направлении возрастают мощности. Так, в районе р. Сарыбулак, гор Ители, в западной части гор Каракойтас мощность красноцветных отложений составляет 600—700 м, в восточных участках гор Каракойтас она достигает 1100 м, наконец, в районе ур. Куруозек — 1600 м. Толще свойствен-

на косая слоистость прибрежно-морского типа.

В верхней части разреза толщ в горах Каракойтас Е. П. Успенским обнаружены остатки брахиопод: *Parmorthis* cf. *elegantula* (Barr.), *Strophomena* sp., *Retzia* (?) *umbra* (Barr.), *Eospirifer radiatus* (Sow.). По заключению Г. Т. Ушатинской, *Parmorthis elegantula* и *Eospirifer radiatus* характерны для лландовери — венлока, а *Retzia* (?) *umbra* является типичным представителем верхневенлокских отложений Средней Азии. Положение красноцветной толщ в разрезе также говорит в пользу ее венлокского возраста, так как она венчает слои зеленоцветов, заключающих фауну верхнего лландовери.

**Область ранневарисцийских поднятий.
Лландоверийский ярус. Альпенская свита**

Отложения альпенской свиты подразделяются на нижнюю и нерасчлененные среднюю-верхнюю подсвиты.

Отложения нижней подсвиты представлены песчаниками и алевролитами зеленого цвета, туфогенными конгломератами и туфами андезитового состава. Терригенные породы — песчаники и алевролиты — составляют нижнюю часть толщи, туфогенные конгломераты и туфы венчают разрез. Неполная мощность подсвиты превышает 3000 м. Подсвита делится на две пачки: нижнюю, состоящую из песчаников и алевролитов, и верхнюю, представленную конгломератами и туфами с прослоями зеленых песчаников. Наиболее типичный разрез толщи изучен Э. М. Великовской к северо-западу от родника Аккудук (рис. 5, разр. X). Здесь обнажаются (подошва толщи перекрыта четвертными отложениями):

	Мощность, м
1. Песчаники желто-зеленые, тонкозернистые, охристые, с прослоями кремнистых алевролитов	305
2. Песчаники серо-зеленые, тонко- и мелкозернистые, реже крупно- и грубозернистые, содержащие туфогенный материал и обломки алевролитов	115
3. Алевролиты зеленые, кремнистые, тонкие, крепкие	6
4. Песчаники мелкозернистые, желто-зеленые	180
5. Алевролиты зеленые кремнистые и песчаники зеленые, тонкозернистые, горизонтально-слоистые	130
6. Песчаники и алевролиты темно-зеленые или лиловые, тонко- и среднезернистые с примесью туфогенного материала	835
7. Туфогенные конгломераты темно-серые со слабоокатанной галькой эффузивов	65
8. Андезито-базальтовые порфириты темно-серые с обилием темноцветных в основной массе и во вкрапленниках	40
9. Песчаники серо-лиловые, мелко- и среднезернистые	40
10. Андезито-базальтовые порфириты темно-серые	50
11. Туфогенные конгломераты с плохо окатанной галькой эффузивов	40
12. Алевролиты, гравелиты и песчаники мелкозернистые и среднезернистые желтовато-зеленые и голубовато-зеленые	230
13. Андезитовые порфириты	40
14. Алевролиты зеленые с подчиненными прослоями песчаников темно-зеленых, мелко- и среднезернистых	315

Выше залегают конгломераты средней и верхней подсвит альпенской свиты. Суммарная мощность разреза около 2400 м. Слои 1—6 характеризуют нижнюю, слои 7—14 — верхнюю пачки.

Нижняя пачка нижней подсвиты в северо-западных участках претерпевает незначительные фацнальные изменения, выражающиеся в появлении линз грубых пород. Фацнальные изменения верхней пачки заключаются в появлении лав андезитового состава в юго-восточных разрезах (северо-западнее родн. Аккудук), залегающих в толще туфогенных конгломератов и туфов, широко развитых на остальной площади.

Возраст описанных отложений обоснован находками ископаемых окаменелостей, собранных в верхах терригенной пачки. Здесь обнаружены и определены остатки брахиопод *Rafinesquina? mesicosta* (Schumard) (массовые скопления), известные из слоев *Edgwood* яруса Медине в Америке (нижняя часть нижнего силура). По данным М. А. Борисак (1955), в хр. Чингиз совершенно аналогичная форма встречена в слоях с *Holorhynchus cinghisicus*, т. е. в верхней части нижней подсвиты альпенской свиты. Кроме того, в основании толщи, налегающей на вы-

шеописанную, обнаружены остатки фауны брахиопод нижней части среднего подъяруса лландоверийского яруса.

На туфогенно-осадочной пачке нижней подсвиты альпенской свиты с постепенным переходом залегают конгломераты, песчаники и алевролиты средней-верхней подсвиты. Эти породы вскрыты в горах Тюлькубай, к востоку от горы Кутенжапан (Алгабасская синклинальная зона), в горах Караадыр, к северо-западу от родн. Аккудук.

Специфические особенности описываемой толщи выражаются в значительной грубости обломочного материала, широком распространении конгломератов и крупнозернистых, косослоистых песчаников. Нижние части разреза описаны восточнее горы Кутенжапан. Здесь на туфогенных конгломератах нижней подсвиты согласно залегают (рис. 5, разр. IX):

	Мощность, м
1. Конгломераты красные, с округлой галькой эффузивов, песчаников и конгломератов На простираннии этого слоя, в 6 км к северо-западу в линзе красных песчаников собрана фауна брахиопод <i>Eospirifer cinghisticus</i> . Boris., <i>Eospirifer</i> sp.	30
2. Перерыв в обнажении	125
3. Конгломераты красные с мелкой галькой алевролитов, порфиритов и песчаников	80
4. Песчаники красные, мелкозернистые, полимиктовые	70
5. Конгломераты красные мелкогалечные, с галькой алевролитов, редко — эффузивов и песчаников	70
6. Песчаники красные, мелкозернистые, полимиктовые, слоистые, с линзами крупнозернистых песчаников и прослоями красных алевролитов Общая мощность — 750 м.	310
Вышележащие отложения описаны в горах Тюлькубай.	
7. Алевролиты и песчаники красные, разнозернистые, полимиктовые, с прослоями гравелитов и мелкогалечных конгломератов	310
8. Конгломераты серо-лиловые с галькой и валунами эффузивов, песчаников, алевролитов и с прослоями серых мелкозернистых песчаников	505
9. Песчаники серые, мелко- и среднезернистые, известковистые, с прослоями фиолетовых песчаников, гравелитов и конгломератов	90
10. Песчаники красные, горизонтально- и косослоистые, мелко- и среднезернистые, с прослоями гравелитов и светло-серых песчаников	76
11. Песчаники красные, тонкозернистые, косослоистые, с прослоями серых мелкозернистых песчаников В песчанниках встречены остатки брахиопод: <i>Eospirifer</i> (?) <i>schider-tensis</i> Boris.	285
12. Песчаники мелко- и среднезернистые, гравелиты и мелкогалечные конгломераты Общая мощность 1450 м.	300

Толща серо-фиолетовых песчаников, описанных Б. Я. Журавлевым, в 3 км к северо-востоку от горы Кутенжапан венчает разрез альпенской свиты. Здесь обнажаются:

	Мощность, м
13. Песчаники серые и фиолетовые от тонко- до крупнозернистых, косослоистые и горизонтально-слоистые	380
14. Песчаники фиолетовые и красные, мелко- и среднезернистые, косослоистые и мелкогалечные конгломераты Выше залегают туфы дацитового состава, относимые к жумацкой свите. Общая мощность разреза 1150 м.	715

Таким образом, общая мощность пород средней-верхней подсвиты достигает 3250 м, а общая мощность отложений альпенской свиты — около 6000 м.

Возраст отложений определяется их положением в разрезе между нижней альпенской подсвитой и жумацкой свитой. В различных частях разреза собраны остатки брахиопод. В нижней части Г. Т. Уша-

тинской определены следующие формы: *Parmorthis* cf. *elegantula* (Dalm.), *Strophomena* sp., *Nalivkinia* cf. *costata* Boris., *Eospirifer cinghisticus* Boris. (массовые скопления). Вид *Parmorthis elegantula* известен на о. Готланд в лландоверийском и венлокском ярусах, в Подолии — в китайгородском, мукшинском и малиновецком горизонтах. *Nalivkinia costata* и *Eospirifer cinghisticus* впервые описаны М. А. Борисьяк из отложений альпенской свиты хр. Чингиз. По данным М. А. Борисьяк (1955), в верхней части слоев, содержащих массовые скопления *Eospirifer cinghisticus*, встречена *Clorinda undata* Kiaer, а еще выше отмечается появление *Pentamerus longiseptatus* Boris. и *P. oblongus* Sow. *Clorinda undata* распространена как в зоне 6, так и в зоне 7 Норвегии. *Pentamerus oblongus* является характерной формой верхнего лландоверия для многих стран (зона 7, а, в). М. А. Борисьяк, наблюдавшая слои с массовым скоплением *Eospirifer cinghisticus* во многих разрезах под слоями с *Pentamerus longiseptatus* и *P. oblongus*, считает возможным сопоставлять их с зоной 6 Норвегии и выделять первые как среднюю подсвиту альпенской свиты. Причем массовые скопления *Eospirifer cinghisticus* характерны для нижней части этой подсвиты. *Parmorthis* cf. *elegantula* в хр. Чингиз встречается совместно с *Eospirifer cinghisticus*. Из средней части разреза описываемых отложений определены: *Parmorthis* cf. *elegantula* (Dalm.) в массовом количестве, *Eospirifer cinghisticus* Boris. (мало), *Atrypa* sp., *Parmorthis* cf. *elegantula*, как указывалось выше, имеет распространение в лландоверии-венлоке, но в хр. Чингиз, по данным М. А. Борисьяк, эта форма встречается под слоями с *Pentamerus longiseptatus*, в верхней части слоев с *Eospirifer cinghisticus*, т. е. в верхней части средней подсвиты альпенской свиты. Вид *Eospirifer* (?) *schidertensis* Boris. (собрано 500 экземпляров из одной точки из средней части разреза), по данным М. А. Борисьяк, встречен в районе хр. Чингиз на одном стратиграфическом уровне со слоями с *Eospirifer cinghisticus*. Исходя из положения этих слоев непосредственно под слоями с *Pentamerus longiseptatus*, М. А. Борисьяк считает их возраст среднелландоверийским (средняя подсвита альпенской свиты). Наконец, в самых верхах разреза обнаружены и определены брахиоподы: *Plectatrypa* ex gr. *barrandei* (Dav.), которые в Англии встречаются в лландоверии и венлоке, в Чехии — в горизонте E₂, в Подолии — в китайгородском горизонте (верхний лландоверий).

Венлокский ярус. Жумацкая свита

Отложения жумацкой свиты представлены андезит-базальтовыми порфиритами с подчиненным количеством туфов дацитового состава, кремнистыми алевролитами и линзами туфогенных песчаников. Неполная мощность свиты составляет около 800 м, отложения свиты обнажены в одном участке — к юго-востоку от горы Кутенжапан. Здесь Э. М. Великовской описан следующий разрез.

На альпенской свите согласно залегают:

	Мощность, м
1. Туфы агломератовые, зеленые, мелкообломочные, с обломками алевролитов, песчаников, яшм, размером не более 0,5 см	5
2. Туфы дацитового состава, вишневого, литокластические, среднеобломочные	15
3. Андезит-базальтовые порфириты, с минералами, выполненными кварцем и гематитом. В толще встречаются маломощные — 20—30 см — линзочки перекристаллизованного известняка	252

4. Туфогенные конгломераты серовато-красные, мелкогалечные, образуют 2 прослоя мощностью по 10—15 м, разделенные слоем песчаников и слоистых алевролитов	25
5. Порфиристы андезито-базальтовые, миндалекаменные, темно-серые, с прослоями порфиритов, с хорошо выраженной пилотаксидовой текстурой	50
6. Кремнистые алевролиты голубовато-зеленые, тонкополосчатые	10
7. Порфиристы андезито-базальтовые, миндалекаменные	50
8. Кремнистые алевролиты голубовато-зеленые	13
9. Порфиристы андезито-базальтовые, миндалекаменные	290
10. Туфы агломератовые мелкообломочные	5
Общая мощность около 800 м.	

Описанный разрез является продолжением разреза альпеисской свиты и имеет большое сходство с выделенной С. М. Бандалетовым жумакской свитой. В районе горы Коксенгир, в нижней части разреза С. М. Бандалетовым собраны остатки брахиопод: *Dolerorthis* ex gr. *rustica* (Sow.), *Clorinda malmoensis* Joseph., *Cl. septata* Rukav., *Conchidium* sp., *Plectatrypa* ex gr. *imbricata* Sow., *Naliokinia* aff. *grünewaldtia* Bubl. По заключению Т. Б. Рукавишниковой, этот комплекс фауны датирует возраст отложений не древнее венлока. На основании изложенного мы считаем возможным считать вулканогенно-осадочный комплекс аналогом жумакской свиты. Верхний возрастной предел выделенной вулканогенно-осадочной толщи не выяснен, так как более молодые силурийские отложения отсутствуют.

НИЖНИЙ-ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Пестроцветная толща

Пестроцветная толща, как и лежащие выше отложения силура, развита только в области ранневарискийских прогибов. Она связана постепенным переходом с породами венлокского яруса и представлена песчаниками и конгломератами с подчиненным количеством алевролитов. Цвет пород преимущественно серый с зелеными и лиловатыми оттенками. Для толщи в целом характерны линзовиднослоистое сложение, значительная фацциальная изменчивость и большие колебания мощности.

Разрез толщи описан М. К. Бахтеевым в районе слияния рек Тундык и Сарыбулак (Отызбесская антиклинальная зона). Здесь на песчаниках венлока согласно залегают (рис. 5, разр. I):

	Мощность, м
1. Песчаники зеленые и серые, полимиктовые, мелко- и среднезернистые	355
2. Алевролиты серые, тонкозернистые, с раковистым изломом	30
3. Песчаники полимиктовые, средне- и крупнозернистые, серые	195
4. Песчаники полимиктовые лиловые, лилово-серые, среднезернистые. В основании слоя залегают мелкообломочные брекчии с обломками песчаников	215
5. Известняк темно-серый, перекристаллизованный	1,5
6. Песчаники желто-зеленые, полимиктовые, мелкозернистые, вверх по разрезу сменяются алевролитами	145
7. Конгломераты гравийные серого цвета, с обломками песчаников и алевролитов. Местами конгломераты переходят по простиранию в песчаники	15
8. Песчаники зелено-серые полимиктовые, крупнозернистые	15
9. Мелкогалечные неяснослоистые конгломераты зелено-серые. Галька и гравий представлены красными и серыми яшмами, андезитовыми порфиридами, реже — известняками, кварцем и песчаниками. Цементирующая масса — пружозернистый песчаник, переходящий в гравелит	230
10. Песчаники и гравийные конгломераты зеленовато-серые полимиктовые, с мелкой галькой яшм, песчаников и порфиритов	188

11. Песчаники зеленовато-серые полимиктовые, массивные, крупнозернистые	35
12. Алевролиты зеленовато-серые	15
13. Песчаники светло-лиловые и зеленовато-серые мелкозернистые	35
14. Известняки светло-серые мелкозернистые, перекристаллизованные	10
15. Песчаники зеленые и лилово-серые неяснослоистые, мелко- и среднезернистые	40
16. Алевролиты желтовато-бурые тонкозернистые	115
17. Песчаники полимиктовые с прослоями конгломератов. Галька в конгломератах состоит из порфиринов, яшм, редко — кварцевых альбитофинов. Цемент конгломератов составляет около 50% породы, представлен крупно- и грубозернистым лиловым песчаником. Вверх по разрезу среди пакки появляются и постепенно начинают преобладать алевролиты, в которых найдены остатки трилобитов: <i>Kosovopeltis</i> aff. <i>partichi</i> (Barr.), <i>Encrinurus</i> sp., <i>Cromus</i> sp., <i>Illaenus</i> sp., <i>Decoroproetus</i> aff. <i>decorus</i> (Barr.) и брахиопод очень плохой сохранности	440
18. Конгломераты светло-лиловые, мелкогалечные, неяснослоистые. Галька размером от долей сантиметра до 10—15 см. Состав гальки: песчаники полимиктовые, розовые, среднезернистые, яшмы, сургучные и зеленые, андезитовые порфириды, алевролиты, окварцованные породы, граноспениты, известняки	270
19. Песчаники розовые и серые полимиктовые параллельно- и косослоистые, разнозернистые, с прослоями алевролитов	255
Суммарная мощность около 2600 м.	
Выше согласно залегают красноцветные песчаники верхнего силура.	

Несколько иное строение имеет толща в центральной части района, что иллюстрирует разрез, описанный Э. М. Великовской в районе ур. Бесоба (рис. 5, разр. III). Отложения толщи, изученные Е. П. Успенским в горах Каракойтас (рис. 5, разр. VI), представлены песчаниками средне- и крупнозернистыми, с прослоями конгломератов и резко подчиненным количеством мелкозернистых песчаников. На крайнем юго-востоке описываемой зоны, в районе ур. Куруозек (рис. 5, разр. VII), пестроцветные образования представлены конгломератами мелко- и среднегалечными с прослоями линзовиднослоистых мелкозернистых песчаников. В восточных частях района (горы Каракойтас, ур. Куруозек) в разрезе вновь появляются конгломераты, слагающие практически весь разрез и заключающие прослой песчаников. Мощность отложений здесь достигает 1200 м.

Анализ изученных разрезов и наблюдаемые изменения по простиранию позволяют наметить некоторую закономерность в строении пестроцветной толщи. В западных участках толща четко распадается на три части: нижнюю — песчанниковую, среднюю — «грубую» песчано-конгломератовую и верхнюю — алевролитопесчанниковую. Общая мощность толщи на западе достигает 2600 м. В горах Кунагай (рис. 5, разр. III) разрез существенно меняется; здесь мощность пестроцветной толщи резко убывает (500—700 м), состав ее становится весьма однообразным и более тонким (чередование песчаников, конгломератов, редко — алевролитов). Таким образом, можно сделать вывод о фациальной изменчивости толщи, выразившейся в появлении грубообломочных пород на востоке и западе района (рис. 8). Наметившееся в ландоверии-венлоке огрубение материала на востоке четко фиксируется и здесь. Появление мощных слоев конгломератов на западе говорит о возникновении источника сноса. Кроме того, толще пестроцветных терригенных образований присуща большая амплитуда колебаний мощности от 700 до 2600 м. И, наконец, для толщи в целом характерен более грубый состав по сравнению с нижележащими породами зеленоцветной и нижней красноцветной толщ.

Фаунистически пестроцветная толща охарактеризована слабо. Лишь в тектоническом блоке в горах Жанбазар (в районе левобережья р. Сарыбулак) М. К. Бахтевым обнаружены трилобиты *Kosovopeltis*

aff. *partchi* (Barr.), *Encrinurus* sp., *Cromus* sp., *Iliaenus* sp., *Decoroproetus* aff. *decorus* (Barr.). По определению З. А. Максимовой (ВСЕГЕИ) и Е. С. Левицкого (МГРИ), *Encrinurus* sp. и *Cromus* sp. — космополитные формы; *Kosovopeltis* aff. *partchi* (Barr.) является формой, характерной для лудлоу (род в целом), опускающейся, однако, в своем распространении до венлока. *Iliaenus* sp. характеризует нижний ордовик—венлок. Весь комплекс фауны характерен для венлок-лудловских отложений.

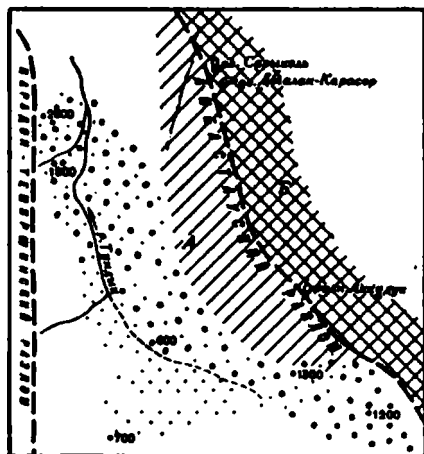


Рис. 8. Палеофациальная схема нижнего-верхнего силура (конец венлокского — начало лудловского века); составила Э. М. Великовская: прибрежно-морские красноцветные и пестроцветные грубообломочные образования: 1 — конгломераты; 2 — песчаники с подчиненным количеством конгломератов; 3 — песчаники; 4 — участки, где образования силура перекрыты более молодыми отложениями; 5 — области отсутствия силурийского (венлок-лудловского) осадконакопления; 6 — мощность толщи в конкретных разрезах, м. А и Б — см. рис. 6

венлокских образований Подолии, Прибалтики, Западной Европы.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Верхняя красноцветная толща

Верхняя красноцветная толща, венчающая разрез силура, сложена красноцветными песчаниками и конгломератами с подчиненным количеством алевролитов; четко выделяются нижняя — песчаниковая, и верхняя — конгломератовая пачки. Красные тона пород, линзовидная, косая и горизонтальная слоистость, постепенное огрубление пород к верхам разреза являются специфическими особенностями толщи. Суммарную мощность ее установить трудно из-за интенсивного развития разрывных нарушений, но приближенные значения мощности составляют 2200—2400 м.

В южной части Буурлинской антиклинали (рис. 5, разр. III) разрез нижней песчаниковой пачки описан Э. М. Великовской.

На алевролитах пестроцветной толщи согласно залегают:

	Мощность, м
1. Алевролиты лиловые с прослоями тонкозернистых песчаников и алевролитов	150
2. Песчаники зеленые, тонкозернистые, тонкослоистые, с прослоями табачно-зеленых алевролитов	380
3. Песчаники темно-красные тонко- и мелкозернистые, слоистые, с тонкими — до 20 см прослоями зеленых песчаников	680
Общая мощность около 1300 м.	
Выше залегают песчаники мелкозернистые, с линзами среднезернистых, относимые к верхней пачке пород.	

Разрез верхней конгломератовой «грубой» пачки изучен М. К. Бахтеевым в 4 км к юго-востоку от вершины горы Жувантау (в 12—14 км южнее Кувского массива), где, согласно залегая на песчаниках нижней пачки, обнажаются (рис. 5, разр. I):

	Мощность, м
1. Гравелиты лилово-красные. Гравийно-галечный материал представлен на 80—90% сургучными, реже — зелеными яшмами, на 10—20% — серыми и красновато-серыми песчаниками и алевролитами	30
2. Песчаники красные полимиктовые и конгломераты мелкогалечные лилово-серого цвета. Песчаники слатают прослой мощностью 10—15 м, конгломераты — до 2 м. Песчаники косослоистые, мелкозернистые. Галька в конгломератах составляет около 60—70% породы, размер ее от 0,7 до 2,5 см. На 40% она состоит из красных яшм, 40% — кварца, 10% — андезитовых порфиритов, 10% — красно-серых песчаников	125
3. Гравелиты вишнево-серые полимиктовые с обломочным материалом, представленным яшмами, порфиритами и кварцем; по простирацию гравелиты переходят в мелкогалечные конгломераты. Вверх по разрезу они постепенно сменяются мелко- и среднезернистыми песчаниками	40
4. Конгломераты мелкогалечные, местами по простирацию переходящие в гравелиты. Вверх постепенно сменяются мелко- и среднезернистыми песчаниками	60
5. Пачка крупно-, средне- и мелкозернистых полимиктовых песчаников. В основании залегают крупно- и грубозернистые песчаники, содержащие многочисленные мелкие — до 2 см в поперечнике «окатыши» алевролитов	220
6. Задернованная поверхность с высыпками гальки яшм, порфиритов, песчаников, кварца; ширина выхода	95
7. Конгломераты мелкогалечные, красно-серые, галька составляет до 80—90% породы, представлена угловато-окатанными обломками размером 1—2 см сургучных яшм, порфиритов, песчаников, алевролитов. Цемент состоит из крупнозернистого полимиктового песчаника	475
8. Песчаники лилово-красные полимиктовые средне-, крупнозернистые с «окатышами» алевролитов угловатой формы размером до 30 см	20
9. Выше по разрезу без видимого несогласия залегают вулканогенно-осадочные образования девона.	
Общая мощность около 1200 м.	

Характерные особенности пород лудловского яруса выражены в плохой сортировке материала и в присутствии в цементе большого количества окислов железа.

Изучение приведенных разрезов позволяет наметить фациальные изменения, свойственные красноцветной толще. В западных участках она характеризуется развитием средне- и крупнозернистых песчаников с линзами гравелитов в низах разреза (нижняя пачка) и конгломератов — в верхах (верхняя пачка). В горах Кунагай, ур. Бесоба (центральная часть района), разрез несколько иной: здесь низы толщи представлены алевролитами и мелкозернистыми песчаниками, а верхи — среднезернистыми песчаниками и гравелитами. И наконец, в ур. Куруозек (юго-восток), начиная с самых низов разреза, широко пред-

ставлены мелко- и среднегалечные конгломераты, в которых появляются прослои туфогенных пород. Таким образом, наблюдается уже отмеченная для пород нижнего-верхнего силура закономерность: значительное огрубление материала в западном и восточном направлении по сравнению с центральными частями (рис. 9). Косая слоистость, характерная для пород верхнего силура, по своим признакам аналогична слоистости пород венлокского яруса и принадлежит к прибрежно-морскому типу. В косослоистых сериях верхнего силура встречаются породы с макротекстурами трещин высыхания.

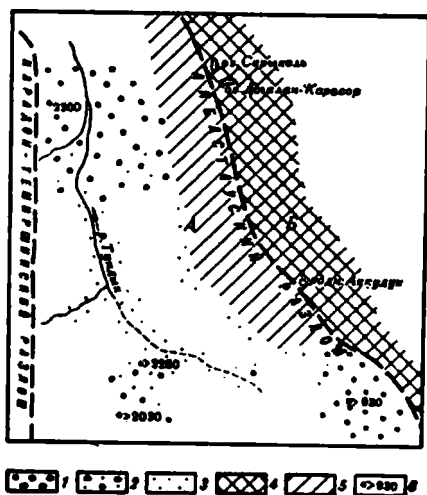


Рис. 9. Палеофациальная схема лудловского века (составила Э. М. Великовская):

прибрежно-морские красноцветные грубообломочные образования: 1 — конгломераты; 2 — песчаники, с подчиненным количеством конгломератов; 3 — песчаники; 4 — области отсутствия силурийского (лудловского) осадконакопления; 5 — участки, где образования силура перекрыты более молодыми отложениями; 6 — мощность толщи, м. А и Б — см. рис. 6

ни разу не были описаны из отложений выше силурийских. Совместное нахождение таких форм, как *Eospirifer cf. togatus* (Barr.) и *Propora* sp., говорит в пользу верхнесилурийского возраста толщи. Наконец, в известняковой гальке красных конгломератов, лежащих в основании верхней красноцветной толщи на правобережье р. Карасу, в ур. Курюзек, как уже говорилось выше, обнаружена фауна брахиопод *Dalmanella* sp., *Gypidula* sp., *Plectatrypa* ex gr. *imbricata* (Sow.). Близкие формы обнаружены в лландовери-венлокских отложениях Подолии, Прибалтики, Западной Европы, Англии (определение Н. В. Литвинovich).

Приведенный материал позволяет говорить о существовании в силурийский период на изученной территории двух структурно-фациальных зон. В области ранневарисских прогибов разрез силура полный и сложен терригенными морскими отложениями. В области ранневарисских поднятий развит лишь нижний отдел силура, представленный вулканогенно-осадочным комплексом — песчаниками, алевролитами, туфогенными конгломератами, туфами и лавами андезитового состава. Мощность лландоверийских отложений области ранневарисских прогибов не превышает 1600—1700 м, причем амплитуда колеба-

Возраст верхней красноцветной толщи определяется ее положением в разрезе: она залегает на пестроцветной толще и перекрывается без видимого углового несогласия осадочно-вулканогенным комплексом нижнего девона. В линзе известняков среди толщи конгломератов, залегающих на границе силурийских и девонских отложений, обнаружена фауна брахиопод *Eospirifer cf. togatus* (Barr.), являющаяся характерной формой верхней части лудловского яруса Чехии (определение Г. Т. Ушатинской). Здесь же О. Б. Бондаренко определены кораллы *Propora* sp. и *Heliolites* sp. Род *Propora* распространен от верхнего ордовика до среднего девона включительно. Род *Heliolites* известен с верхнего ордовика по верхний силур включительно. Представители рода

ний мощности невелика. Мощность разреза разновозрастных отложений в области ранневарисцийских поднятий достигает 6000 м. В области ранневарисцийских прогибов перерыв в осадконакоплении между верхним силуром и нижним девоном отсутствует или не выражен достаточно четко. В области поднятий нижнедевонские отложения залегают на подстилающих породах с угловым несогласием. Разрезы силура этой области хорошо сопоставляются с разрезами более восточных территорий (Бандалетов, 1962; Ковалевский, 1963). Они также имеют много общего с разрезами западного склона Тарбагатай (Ковалевский, 1963).

Силурийские субвулканические образования¹

Породы силурийского субвулканического комплекса развиты ограниченно и вскрываются к юго-востоку от оз. Догалан-Карасор в ур. Тюлькубай. Большая часть субвулканических массивов встречена в толще туфогенных конгломератов. Все они залегают в силурийских отложениях, содержащих тела вулканических обломочных и реже лавовых пород. В структурном отношении описываемый комплекс связан с зонами разрывных нарушений, обнажаясь в ядрах антиклинальных складок.

Субвулканические породы представлены базальтовыми, андезито-базальтовыми и андезитовыми порфиритами.

Базальтовые порфириты окрашены в фиолетово-серый цвет, содержат редкие вкрапленники ожелезненных цветных минералов и плагиоклаза. В некоторых разностях наблюдалась миндалекаменная текстура. Вкрапленники оливина почти нацело замещены илдингситом. В других разностях кристаллы оливина замещены кальцитом, халцедоном, лейкоксом. Сохранившийся участками ромбический пироксен имеет совершенную спайность, прямое погасание, двупреломление 0,011—0,013. Моноклинный пироксен основной массы представлен мелкими призматическими зернами, слабо зеленоватыми в проходящем свете, с углом погасания $c : Ng = 40^\circ$, двупреломлением 0,021—0,027. Плагиоклаз наблюдается в виде таблитчатых кристаллов размером до 2 мм, неясно сдвойникованных, соскритизированных, и в основной массе в виде мелких удлиненных призм, замещенных хлоритом и серицитом. Структура основной массы базальтовых порфиритов долеритовая. Другие разности характеризуются диабазовой структурой.

Андезитовые порфириты связаны постепенными переходами с базальтовыми порфиритами. Вкрапленники плагиоклаза удлиненно-призматические, редко зональные, размером до 3—5 мм, по составу отвечают андезину и составляют 20—25% объема породы. Микролиты основной массы альбитизированы, серицитизированы и соскритизированы. Роговая обманка и пироксен полностью замещены гидроокислами железа и эпидотом. Биотит полностью хлоритизирован и эпидотизирован. Структура породы микролитовая и интерсертальная.

¹ В этом разделе, а также в последующих разделах, посвященных нижнему и среднему девону, вулканогенному карбону и перми, в первой части (для каждого подразделения) описываются породы, вошедшие в геологические разрезы и составляющие стратиграфические подразделения. Во второй части рассматриваются синхронные им жерловые и субвулканические образования. Под жерловыми образованиями понимаются породы, выполняющие подводящие каналы и связанные по условиям формирования с поверхностными покровными эффузивными комплексами. К субвулканическим относятся породы, кристаллизовавшиеся на некоторой глубине в закрытых камерах, входящих, однако, в общую систему подводящих каналов. Как те, так и другие характеризуются интрузивным залеганием, лавовым обликом и не отличаются по составу от родственных им эффузивных пород.

Описанные породы имеют активные контакты с вмещающими силурийскими отложениями и лавовый облик, но отличаются лучшей раскристаллизованностью основной массы. Андезитовые порфириты раскристаллизованы значительно хуже. Они, по-видимому, слагают краевые части массивов.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Девонская система в пределах описываемого района представлена очень полно и разделяется на две серии, из которых нижняя объединяет преимущественно вулканогенные континентальные образования нижнего девона и эйфельского (?) яруса, а верхняя — в основном морские терригенные и вулканогенно-терригенные, реже карбонатные отложения живетского, франского и фаменского ярусов (Асатуллаев и др., 1965).

Нижняя серия развита в области Чингизского мегантиклинория, где часто выделяется под названием кайдаульской свиты (Геология Чингизской геантиклинорной зоны, 1962; Аксаментова, Антонюк, 1964). Однако, как это было показано ранее (Асатуллаев и др., 1965; Успенский, 1965; Журавлев, 1966), эта свита не является единой, а четко разделяется на два самостоятельных комплекса. Эти комплексы (нижнедевонский и условно эйфельский) разделены поверхностью регионального несогласия и четко различаются по литологическому составу и палеонтологической характеристике. К нижней серии отнесены также эйфельские (?) отложения краевой зоны Джунгаро-Балхашской области, тесно связанные с одновозрастными отложениями Чингиза.

Верхняя серия пользуется широким распространением во всех структурно-фациальных зонах Чингизской и Балхашской областей.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

В Чингизском мегантиклинории нижнедевонские отложения¹ представлены преимущественно континентальными вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами мощностью до 3000—3500 м. Среди вулканогенных пород преобладают андезитовые, андезито-базальтовые и андезито-дацитовые порфириты и туфы. Широко распространены также туфы кислого состава, туффы и туфогенные песчаники и конгломераты. Субвулканические образования представлены андезитовыми, базальтовыми (диабазовыми) и дацитовыми порфиритами.

Наиболее широко нижнедевонские породы развиты в южной и центральной частях территории. В области ранневарисийских прогибов ими сложено около 30% площади развития палеозоя. В области ранневарисийских поднятий они распространены значительно меньше. Характер взаимоотношений нижнего девона с подстилающими отложениями в каждой из зон различен: в области поднятий они пере-

¹ В распоряжении авторов имеются очень ограниченные данные о нижнем девоне Джунгаро-Балхашской области. Нижнедевонские образования вскрыты в одном выходе к югу от Кушукской антиклинали, где были описаны Н. Р. Асатуллаевым и С. Хамзиным. Они представлены разнозернистыми полимиктовыми известковыми песчаниками и алевролитами. В линзе мраморизированных известняков мощностью около 2 м были обнаружены остатки криноидей, мшанок и брахиопод *Leptostrophia* sp. (определение Л. Ф. Харченко). Видимая мощность толщи около 500 м. В. Ф. Беспаловым эти отложения были отнесены к силуру или нижнему девону. Им приводится следующий список ископаемых окаменелостей: *Leptaena* ex gr. *rhomboidalis* Wilck., *Megastrophia* sp., *Protomegastrophia* (?) sp., *Septostrophia* sp., *Camartoechia* sp., *Strophomenidae* (определения Т. Б. Рукавишниковой и Л. Н. Каплун).

крывают с угловым несогласием различные горизонты силура и ордовика, в области прогибов залегают на отложениях верхнего силура без видимого несогласия.

Для нижнедевонского вулканогенного комплекса характерно линзовидно-слоистое строение, обуславливающее большое разнообразие его разрезов. Вместе с тем состав нижнедевонских пород весьма закономерно изменяется по вертикали, что позволяет расчленить их на две толщи (рис. 10).

Нижняя толща сложена вулканогенными породами: андезитовыми, андезито-дацитовыми, базальтовыми и андезито-базальтовыми порфиритами, реже встречаются липаритовые порфиры, туфы среднего и кислого состава, туфогенные песчаники и конгломераты. Мощность толщи меняется от 450 до 2700 м.

Верхняя толща представлена вулканогенно-осадочными породами: туфами кислого состава, туффитами, туфогенными песчаниками и алевролитами, а также песчаниками, алевролитами и аргиллитами. В разных частях толщи встречаются линзы песчаных и кремнистых известняков. Местами присутствуют базальтовые и андезитовые порфириты и липаритовые порфиры. Породы обладают четкой слоистостью, более совершенной, чем в породах нижней толщи. Мощность толщи — 400—1200 м.

Нижняя толща

Вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы, относимые к нижней толще, известны на всех участках, где обнажаются нижнедевонские отложения.

Области ранневарисских поднятий (район сопки Карашоки, Атан, Жаман-Абралы) свойствен тип разреза, основные черты которого хорошо выражены в северной части Кайнарской мульды (в 5 км восточнее горы Карашоки). Слой нижнедевонских пород наклонены здесь на юг под углом 18—20°, а подстилающие их андезито-базальтовые порфириты с линзами известняков, содержащих фауну верхнего ордовика, падают к востоку, с иным простиранием. Снизу вверх наблюдается следующее чередование слоев (рис. 10, разрез. X):

	Мощность, м
1. Туфогенные конгломераты и песчаники буро-фиолетовые	100—120
2. Андезитовые порфириты зеленые и фиолетовые, нередко миндалекаменные	100
3. Туфогенные конгломераты и песчаники красно-фиолетовые, массивные и слоистые	300
4. Андезитовые порфириты зеленые, часто афировые	240
5. Валунные туфогенные конгломераты серо-фиолетовые	200
В этом пункте в секущих взаимоотношениях залегают жерловые липаритовые порфиры и туфолавы среднедевонского возраста.	
Мощность этого полого падающего на юг тела 100—150 м.	
6. Андезито-дацитовые порфириты	600
7. Туфы андезитового состава зеленые	100
8. Андезитовые порфириты зеленые, афировые	100
Выше залегают базальные конгломераты эйфельской (?) толщи.	
Общая мощность пород 1910 м.	

Наиболее общие и существенные особенности нижней толщи в зоне ранневарисских поднятий следующие. В разрезе преобладают андезитовые и андезито-дацитовые порфириты, андезито-базальтовые и дацитовые разности встречаются реже. Характерным элементом толщи являются грубообломочные породы (конгломераты, туфогенные конгломераты), отмеченные не только в основании, но и в более высоких частях разреза. Мощность отложений не превышает 2000 м.

**зона
ранневарис-
сийских
поднятий**

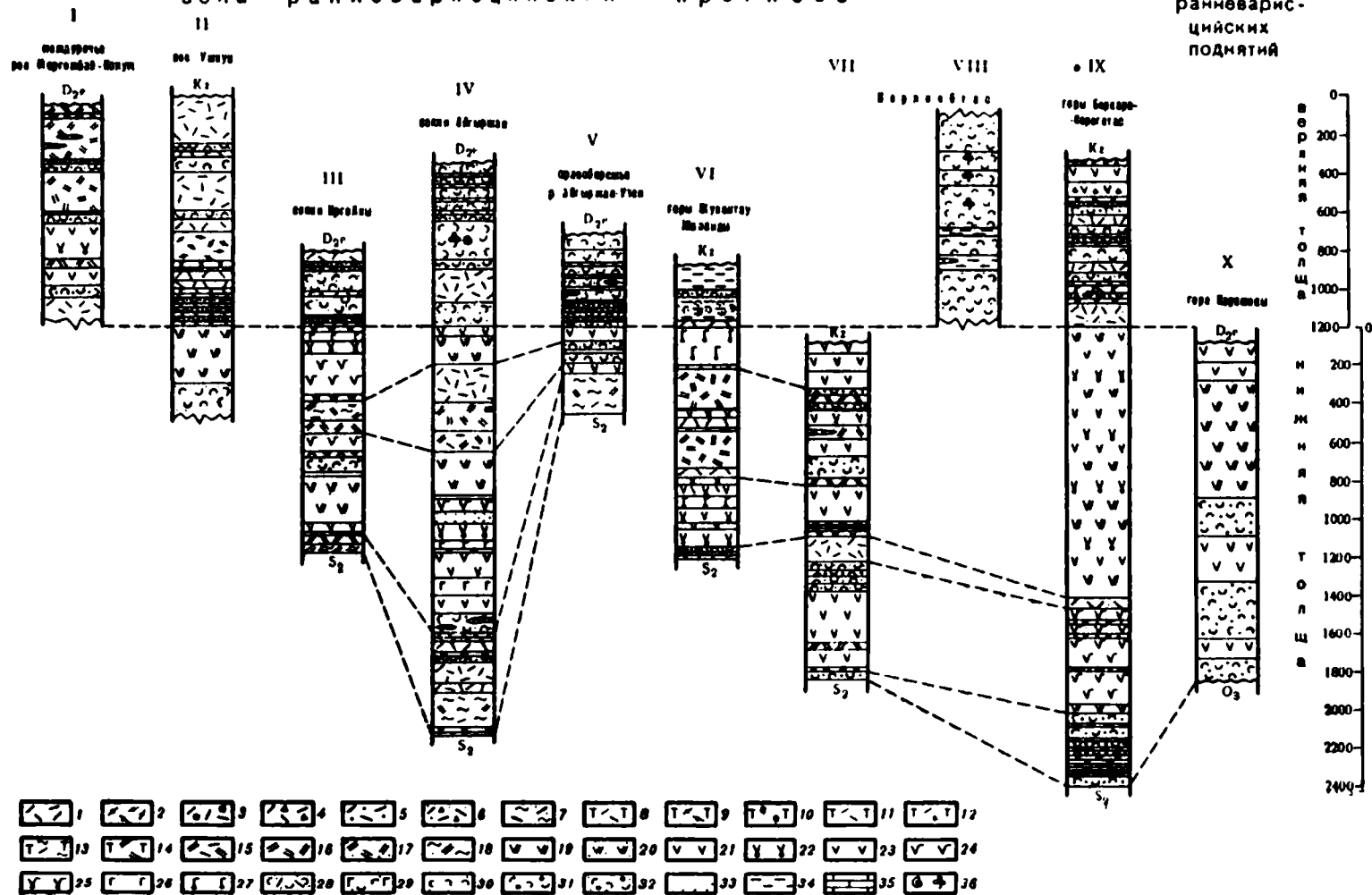


Рис. 10. Схема сопоставления разрезов нижнедевонских отложений (составил Б. Я. Журавлев): 1 — липаритовые порфиры; 2 — флюидальные липаритовые порфиры; 3 — сферолитовые липаритовые порфиры; 4 — лавовые брекчии липаритового состава; 5 — туфы липаритового состава; 6 — вулканические брекчии липаритового состава; 7 — игнибригиты липаритового состава; 8 — трахилипаритовые порфиры; 9 — туфы липаритового состава; 10 — флюидальные трахилипаритовые порфиры; 11 — туфы трахилипаритового состава; 12 — вулканические брекчии трахилипаритового состава; 13 — сферолитовые трахилипаритовые порфиры; 14 — трахилипаритовые порфиры; 15 — липарито-дацитовые порфиры; 16 — дацитовые порфиры; 17 — туфы дацитового состава; 18 — игнибригиты дацитового состава; 19 — андезито-дацитовые порфиры; 20 — туфы андезито-дацитового состава; 21 — андезитовые порфиры; 22 — миндалекаменные андезитовые порфиры; 23 — туфы андезитовых порфиритов; 24 — андезито-базальтовые порфиры; 25 — миндалекаменные андезито-базальтовые порфиры; 26 — базальтовые порфиры; 27 — миндалекаменные базальтовые порфиры; 28 — туффы кислого состава; 29 — туффы основного состава; 30 — туфогенные песчаники; 31 — туфогенные конгломераты; 32 — туфогенные песчаники и конгломераты; 33 — песчаники; 34 — кремнистые алевролиты; 35 — известняки; 36 — ископаемая фауна и флора.

В области ранневарисцийских прогибов намечаются три основных типа строения нижней толщи.

Крайней восточной части области, расположенной вблизи Акбастауского разлома (сопки Каракойтас), свойствен тип разреза, обладающий следующими особенностями. В основании толщи залегает мощная (до 600 м) пачка грубых вулканогенно-осадочных пород, располагающаяся на подстилающих красноцветных отложениях верхнего силура без видимого несогласия, а местами связанная с ними постепенным переходом. Основная, наибольшая по мощности, часть разреза толщи сложена эффузивными породами (среднего и основного состава). Туфы (среднего и кислого состава) играют ничтожную роль. Мощность толщи (2700 м) является максимальной для всей изученной территории.

Ниже приводится описание разреза, изученного в сопках Каракойтас. Нижнедевонские образования совместно с верхнесилурийскими слагают периклинальное окончание Каракойтасской антиклинали и наклонены к северо-западу под углом 60—70°. Туфогенные породы основания нижнедевонской толщи связаны постепенным переходом с силурийскими отложениями. Граница между ними проводится по появлению вулканогенного материала и обусловленному этим изменению окраски пород. На красноватых силура залегают (рис. 10, разр. IX):

Мощность, м

- | | |
|--|------|
| 1. Туфогенные конгломераты и песчаники с тонкими прослоями и линзами туфов андезитового состава и, редко, покровами (мощностью 50—80 м) андезитовых порфиритов | 430 |
| 2. Андезито-базальтовые порфиры темно-серые с отдельными пластами туфов того же состава | 500 |
| 3. Туфы липаритового состава, среднеобломочные | 60 |
| 4. Андезитовые и андезито-дацитовые порфиры, иногда полосчатые и миндалекаменные | 1400 |
- Выше следуют породы верхней толщи.
Суммарная мощность разреза 2390 м.

В юго-западной части области ранневарисцийских прогибов (сопки Айгыржал, Кокшетау, Иргайлы) в строении толщи ведущая роль принадлежит, как и в описанном выше типе, эффузивам среднего и основного состава. Но в ее основании залегает пачка липарито-дацитовых и липаритовых порфиритов и

туфов, переслаивающихся с туфогенными песчаниками и конгломератами. Помимо этого, в ряде пунктов в разрезе развиты мощные (первые сотни метров), но быстро выклинивающиеся пачки песчаников и туфогенных песчаников. Мощность толщи достигает 2000—2300 м.

Характерный для этой части территории разрез, изученный в сопках Айгыржал, приводится ниже. Основание толщи срезано разрывом, севернее которого в районе горы Улькен-Айгыржал выходят на поверхность породы верхнего силура. Южнее разрыва обнажены (рис. 10, разр. IV):

	Мощность, м
1. Липарито-дацитовые и липаритовые порфиры с прослоями туфов и единичными пластами андезитовых, андезито-дацитовых порфиритов и туфогенных песчаников	510
2. Туфогенные песчаники с линзами мелкогалечных конгломератов	100
3. Андезитовые, базальтовые и андезито-базальтовые порфириды	570
4. Туфогенные песчаники	60
5. Андезито-базальтовые и андезитовые порфириды	60
6. Андезито-дацитовые порфириды	230
7. Дацитовые и липарито-дацитовые порфиры с линзами лавовых брекчий того же состава	460
8. Андезито-дацитовые и андезитовые порфириды	200
Общая мощность 2190 м.	
Выше залегает верхняя толща нижнего девона,	

Третий тип разреза нижней толщи распространен в центральной части зоны ранневарисийских прогибов (правый берег р. Айгыржал-Узен, сопки Жанбазар, Жувантау). Его отличают: согласное залегание на верхнем силуре, резко сниженная, по сравнению с ранее рассмотренными разрезами, мощность (450—1200 м), преобладание средних и основных пород, наличие пачки кислых пород в основании (рис. 10, разр. V, VI).

Верхняя толща

Верхняя толща нижнего девона тесно связана с нижней и развита в области ранневарисийских прогибов. Ей свойствен единый тип разреза при большом разнообразии слагающих его пород, среди которых присутствуют туфогенные песчаники и конгломераты, липаритовые порфиры, дацитовые, андезитовые и диабазовые порфириды, туфы и известняки. Мощность толщи меняется от 400 до 1200 м.

В районе гор Беркара и Керегетас на порфиридах нижней толщи согласно залегают (рис. 10, разр. IX):

	Мощность, м
1. Туфы липаритового состава с прослоями туфов андезитового состава, туфитов и туфогенных песчаников. В песчаниках встречены отпечатки растений <i>Blasaria sibirica</i> (Krysht.) Senk. и ракообразных, принадлежащих роду <i>Bunodes</i>	165
2. Диабазовые порфириды. В кровле и подошве покрова — лавовые брекчин	40
3. Переслаивающиеся туфы липаритового состава, туфогенные песчаники, конгломераты и алевролиты	425
4. Туфы и вулканические брекчин андезитового состава	205
Более высокие горизонты разреза скрыты чехлом кайнозойских отложений.	
Неполная мощность 835 м.	

В горах Айгыржал, где мощность толщи составляет 850 м, в песчаниках верхней части разреза встречены ракообразные *Bunodes* sp., а также отпечатки растений, среди которых определены *Zosterophyllum* sp. и *Drepanophycus spinaeformis* Гоерр.

Возраст описываемых отложений определяется на основании их стратиграфического положения и находок остатков ископаемых растений и ракообразных. В верхних частях разреза в горах Айгыржал и в районе участка Беркара были найдены растения *Zosterophyllum* sp., *Drepanophycus spinaeformis* Goepf., *Blasaria sibirica* (Krysht.) Senk. и ракообразные *Bunodes* sp., а в горах Иргайлы — *Hedeia parvula* Jur.

Представители родов *Zosterophyllum*, *Hedeia* и *Drepanophycus*, по мнению определявшей их А. Л. Юриной, являются формами, характерными для нижнего девона. Обнаруженные в тех же местонахождениях остатки ракообразных *Bunodes* sp., по мнению В. Н. Крестовникова, также свидетельствуют о нижнедевонском возрасте вмещающих отложений. Вид *Blasaria sibirica* М. А. Сенкевич (1961) считает характерным для эйфельского яруса среднего девона. Однако общий состав флоры и фауны указывает на нижнедевонский возраст вмещающих отложений. Это позволило А. Л. Юриной (1969) полагать, что в данном районе *Blasaria sibirica* распространена и в нижнедевонских отложениях, и расширить, таким образом, возрастные границы распространения этого вида.

Рассматриваемые отложения в ряде мест (горы Айгыржал, район Беркара, правобережье р. Айгыржал-Узен) связаны постепенным переходом с верхнесилурийскими, причем на правобережье р. Айгыржал-Узен в силурийских отложениях непосредственно ниже контакта собраны остатки брахиопод *Eospirifer* cf. *logatus* Barr. и кораллов *Propora* sp., датирующие возраст лудловским веком. Перекрываются они отложениями среднего девона (предположительно эйфельского яруса), охарактеризованными остатками растений и спорами.

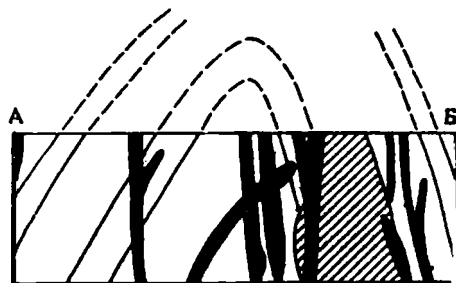
Субвулканические образования нижнедевонского возраста

В состав нижнедевонского вулканогенного комплекса, помимо стратифицированных накоплений, входят субвулканические тела, представленные вулканитами разного состава и имеющие активные контакты с вмещающими отложениями. Общее их число и роль в строении комплекса относительно невелики.

Среди нижнедевонских субвулканических залежей преобладают, как и в самой толще, породы среднего и основного состава. Наиболее обычной формой залежей андезитовых и андезито-базальтовых порфиров являются короткие (реже протяженные) дайки и мелкие штоки, секущие как более древние, так и собственно нижнедевонские породы. Пространственно они тяготеют к полям развития аналогичных по составу лав нижнего девона. Размеры даек колеблются в широких пределах: длина — от нескольких метров до одного-двух километров, мощность — от нескольких до десятков метров (в единичных случаях — до ста метров). Иногда дайки образуют скопления — «пояса», вытянутые вдоль швов крупных разрывов (рис. 11). Штоки андезитов и андезито-базальтов и связанные с ними пластовые залежи того же состава отмечены только среди полей выходов нижнедевонских пород и не встречены в более древних породах. Штоки имеют изометричную форму, крутые контакты и сравнительно небольшие размеры (поперечник — десятки, реже первые сотни метров). Более редкие пластовые залежи отличаются еще меньшими размерами (протяженность 50—100 м, мощность до 20—30 м). Породы этой группы тел характеризуются устойчивым составом (андезиты и андезито-базальты) и своеобразным обликом, который им придают многочисленные (до 50—60% породы)

крупные (до 3—4 см) таблитчатые вкрапленники полевых шпатов («крупнолейстовые» порфиристы).

На тех участках развития толщи, где в ее разрезе присутствуют



кислые эффузивы, помимо тел основного-среднего состава встречаются кислые субвулканические образования. Среди силурийских отложений отмечаются только штоки кислых пород (с поперечником от десятков до 700—800 м). Среди полей девонских вулканитов штоки редки, но обычными являются пластовые (лакколитообразные) залежи различного размера (длиной от нескольких десятков метров до 2—3 км и мощностью до нескольких сотен метров). Главные участки распространения кислых субвулканических тел тяготеют к зонам Мергембайского и Айгыржальского разломов. Субвулканические диабазовые порфиристы распространены более локально, главным образом, в районе сопки Беркара-Керегетас, где в разрезах верхней толщи повышена роль соответствующих лав и туфов. Они образуют крупные согласные пластовые залежи типа силлов, длина которых достигает 5 км, а мощность меняется от 10 до 200 м (рис. 12).

Контактные изменения у всех субвулканических тел проявлены слабо и выражены окварцеванием и осветлением, реже эпидотизацией вмещающих пород (ширина зон не превышает первых сантиметров или дециметров). Эндоконтактные изменения выражены лишь у крупных тел и более характерны для мощных силлов диабазовых порфиритов. Эндоконтактные части таких тел характеризуются худшей степенью раскристаллизации, чем центральные.

Рис. 11. Субвулканические залежи в сопках Каракойтас (по Е. Ф. Бурштейну и И. А. Кошелевой):

1 — нижнедевонские субвулканические образования: а — андезитовые и андезито-базальтовые порфиристы, б — дацитовые порфиристы; 2 — верхнесилурийские отложения, их простираения и элементы нарушения; 3 — разрывные нарушения

Петрографическая характеристика пород нижнего девона

Наибольшим распространением среди вулканитов нижнего девона пользуется группа пород базальтового, андезито-базальтового и андезитового состава. Породы этой группы характеризуются близким минеральным составом, а различия между отдельными типами пород устанавливаются по количественным соотношениям минералов и структурным особенностям.

Основную роль в минеральном составе играет плагиоклаз трех генераций. Плагиоклаз первой генерации имеет широкопластинчатые формы и достигает в длину 7 мм. Обычно полностью альбитизирован. Плагиоклаз второй генерации, также полностью альбитизированный, встречается в виде широких пластинок длиной 3—0,5 мм. Плагиоклаз третьей генерации также альбитизирован и имеет форму лейст и микролитов (в базальтах устанавливается плагиоклаз № 53—65). Кроме плагиоклаза присутствуют реликты оливина, реликты ромбического пироксена, авгит ($2V = (+) 60$; $c:Ng = 42-44$; $Ng-Np = 0,022-0,024$), ильменит, магнетит, апатит, сфен, иддингсит, хлорит, серпентин, пренит, кальцит, кварц.

По структурным признакам выделены: базальтовые и андезито-базальтовые порфиры с реликтами интерсертальной, толейцовой, пилотакситовой, гиалопилитовой структур основной массы и диабазы, диабазовые порфиры, габбро-диабазы, палеодолериты, характеризующиеся развитием полнокристаллических структур: офитовых и габбро-офитовых.

Андезитовые порфиры состоят из пластинок и лейст альбитизированных плагиоклазов, погруженных в первично стекловатый базис. Авгит и ромбический пироксен редки. Структура пород — порфировая, основной массы — микролитовая либо гиалопилитовая. Минералы и трещины выполнены пренитом, кальцитом, кварцем.

Лавовые брекчи базальтовых и андезито-базальтовых порфиритов состоят из обломков, сцементированных лавой. В обломках преимущественно андезито-базальтовые порфиры и

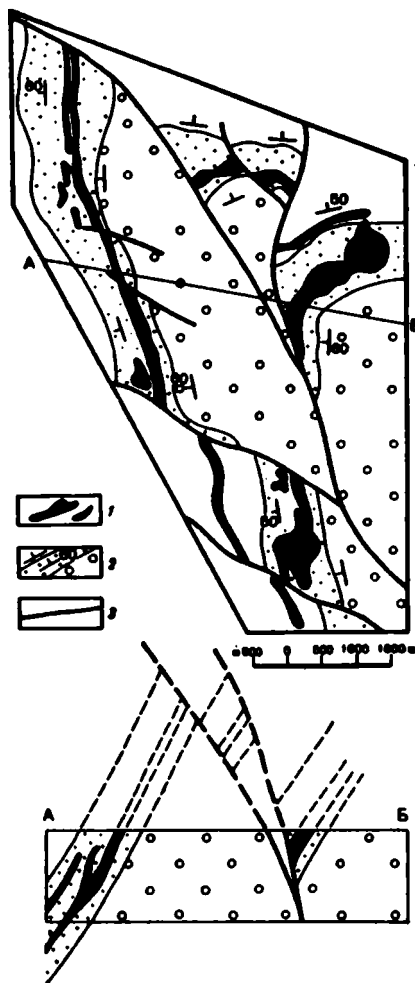


Рис. 12. Силлы диабазовых порфиритов в районе гор Беркара и Керегетас (по В. И. Сорокину и И. А. Кошелевой):

1 — нижнедевонские субвулканические диабазовые порфиры; 2 — различные горизонты нижнедевонских толщ и элементы их залегания; 3 — разрывные нарушения

обломки кристаллов плагиоклаза, пироксена и оливина. Цементирующая масса представлена лавой с микролитовой или гналопилитовой структурой. В некоторых случаях она пузыриста и состоит почти сплошь из мелких миндалин, сложенных кварцем, халцедоном, хлоритом и кальцитом.

Пирокластические образования развиты довольно широко. Среди туфов андезито-базальтового состава можно выделить кристаллокластические и литокристаллокластические разновидности.

Минеральный состав андезито-дацитовых порфиров: альбитизированный плагиоклаз, пироксен (в некоторых разновидностях), кварц, лейкоксен, хлорит, карбонат. Породы обладают порфировым строением. Вкрапленники представлены плагиоклазом, изредка пироксеном. Основная масса обладает реликтовой микролититовой структурой. В результате процессов девитрификации и перекристаллизации первичное стекло превращено в микропойкилобластовый кварцево-полевошпатовый агрегат.

Минеральный состав дацитовых порфиров: альбитизированный плагиоклаз, кварц, магнетит, лейкоксен, гидробиотит, сфен. Вкрапленники представлены плагиоклазом. Первичная структура основной массы витрофировая с единичными микролитами полевых шпатов либо гналопилитовая. Реликтовые структуры девитрификации, развивающиеся по стеклу, сохраняются лишь в отдельных участках. Больше же частью в результате перекристаллизации основная масса породы превращена в микропойкилобластовый агрегат кварцево-полевошпатового состава.

Литокристаллокластические туфы дацитового состава состоят из осколков плагиоклаза, амфибола и обломков пород, среди которых преобладают дацитовые порфириды.

Дацитовые и липарито-дацитовые порфириды с полосчатой текстурой. Минеральный состав: плагиоклаз, кварц, магнетит, апатит, циркон, хлорит, карбонат, лейкоксен. Структура пород порфировая. Текстура — полосчатая. Вкрапленники представлены плагиоклазами № 7—9 и единичными разложившимися зернами амфибола. В некоторых случаях часть полос сохраняет фельзитовые структуры девитрификации, другие приобретают микропойкилобластовое строение.

Тонко- и мелкообломочные пепловые туфы кислого состава. Кристалловитрокластические туфы состоят из обломков минералов и вулканического стекла, сцементированных тонким пепловым материалом. Среди минералов наиболее распространены кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, изредка биотит. Литокластические туфы отличаются присутствием значительного количества обломков пород кислого состава, редко андезитового или базальтового состава.

Породы смешанного пирокластического и осадочного происхождения разделяются на: 1) туффиты (осадочного материала не более 50%) и 2) туфогенно-осадочные породы (осадочного материала более 50%), среди которых различаются туфогенные конгломераты, песчаники и алевролиты. Различия между туфами, туффитами и туфогенно-осадочными породами улавливаются при полевом определении, когда заметна сортировка и окатанность материала, а также слоистость. Под микроскопом туффиты отличаются от туфов появлением элементов сортировки материала. Наряду с зернами минералов типично пирокластической формы отмечаются также зерна, несущие следы окатанности. Туфогенные песчаники отличаются от туффитов более интенсивной сортировкой материала и присутствием большого количества окатанных зерен. От граувакковых песчаников породы этой группы отличаются тем, что в их цементе присутствуют пепловые частицы.

Петрохимическая характеристика вулканогенных пород нижнего девона

Вулканогенные породы охарактеризованы 37 полными силикатными анализами. Результаты анализов приведены в табл. 3 и на диаграмме (рис. 13).

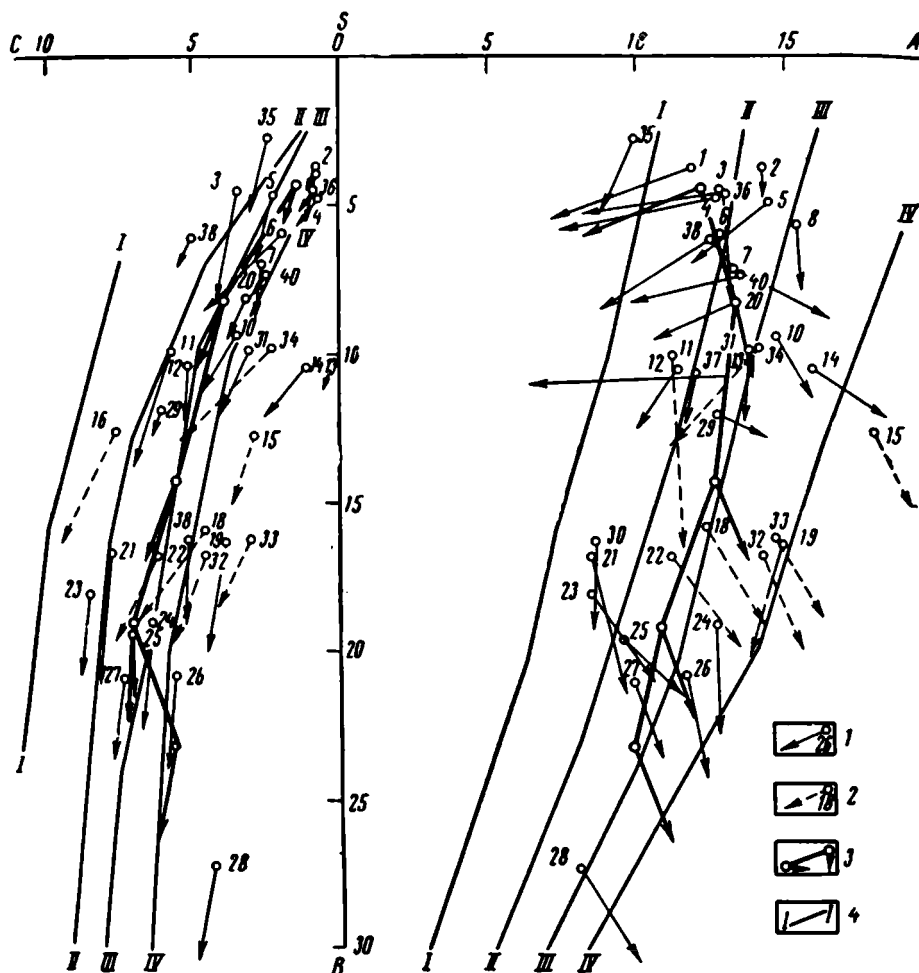


Рис. 13. Петрохимическая диаграмма вулканогенных пород нижнего девона, по методу А. Н. Заварицкого (составил Б. Я. Журавлев):
1 — покровные образования; 2 — субвулканические образования; 3 — вариационная линия средних составов нижедевонских пород; 4 — вариационные линии ассоциаций: I — типа Пеле, II — типа Лассен-Пик, III — типа Сан-Франциско, IV — типа Этны (по А. Н. Заварицкому). Анализы № 29—33, 35—38 и 40 заимствованы у Н. В. Аксаментовой

1. Породы нижнего девона исследованной территории относятся к известково-щелочным ассоциациям и образуют непрерывный ряд от базальтов до липаритов. Основные и средние породы характеризуются нормальным составом, а среди кислых, по мере увеличения кислотности, появляется все больше разностей, пересыщенных глиноземом. Фигуративные точки локализованы в полосе между вариационными кри-

Таблица 3

Силикатные анализы вулканогенных пород нижнего девона

№ п/п	№ анализа	Весовые проценты													сумма
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	
1	3	68,38	0,57	14,68	1,35	1,36	0,14	1,06	2,90	4,80	1,60	3,24	—	0,50	100,58
2	5	69,08	0,47	15,16	1,55	1,28	0,01	0,67	1,83	5,20	2,16	2,62	—	0,26	100,29
3	6	71,96	0,58	14,95	1,41	0,76	0,04	0,98	1,61	3,12	4,49	0,63	—	—	100,53
4	8	64,88	0,64	15,93	3,21	2,13	0,08	0,65	2,53	5,23	2,60	0,14	—	1,60	99,62
5	7	67,24	0,20	14,05	1,78	2,01	0,25	0,74	4,10	5,39	1,01	0,22	0,21	3,02	100,22
6	20	65,24	0,78	16,19	3,23	1,80	0,19	0,69	2,56	4,15	2,85	0,39	—	1,37	99,44
7	10	61,64	0,34	15,82	3,18	3,02	0,23	1,26	3,75	4,03	3,85	0,38	0,44	2,47	100,41
8	24	51,24	1,27	18,15	8,94	3,35	0,24	4,26	5,17	5,14	0,72	0,36	—	1,52	100,36
9	11	61,42	0,65	16,29	4,16	1,92	0,11	2,35	4,77	3,80	1,80	0,58	0,21	1,03	99,09
10	12	59,04	0,65	16,18	2,31	4,55	0,13	1,20	3,94	4,64	0,36	1,28	—	5,44	99,72
11	14	63,22	1,09	13,66	4,57	2,15	0,10	1,08	3,14	3,96	5,08	1,10	—	1,10	100,25
12	19	54,93	0,94	18,03	5,69	3,44	0,15	3,68	3,07	5,69	1,44	0,34	—	3,28	100,08
13	21	54,70	1,10	16,89	4,05	3,38	0,06	4,34	7,38	3,40	0,40	0,50	0,26	3,29	99,75
14	23	52,22	1,34	17,84	4,32	4,47	0,15	3,05	9,51	3,31	0,60	—	—	2,57	99,38
15	25	51,48	1,53	16,47	8,32	2,61	0,10	2,57	8,95	4,05	—	—	—	3,89	99,97
16	26	48,50	2,13	15,72	4,00	7,68	0,44	4,02	5,25	4,52	0,68	0,21	—	6,14	99,43
17	27	49,23	2,10	17,10	9,00	4,75	0,11	3,11	7,30	3,78	0,72	—	—	3,75	100,95
18	28	52,92	1,41	12,56	8,86	5,57	0,19	5,40	8,03	3,10	1,06	1,44	—	0,20	100,74
19	1	78,69	0,06	12,21	0,90	0,62	0,03	0,43	0,59	5,73	0,22	—	0,04	—	99,52
20	2	74,88	0,23	12,37	3,12	0,98	0,17	0,19	0,62	4,68	3,29	0,24	—	—	100,77
21	13	69,28	0,46	16,81	3,00	0,63	0,03	0,22	0,41	4,75	2,33	1,60	—	0,16	99,68
22	4	74,73	0,25	13,10	0,54	1,36	0,18	0,36	0,56	3,60	3,80	—	0,05	0,67	99,20
23	34	65,89	0,39	16,31	2,22	2,10	0,10	1,89	1,87	3,28	5,00	0,89	—	—	99,94
24	16	53,93	0,99	18,29	4,56	2,72	0,19	2,76	5,95	3,10	2,48	0,25	—	3,85	99,32
25	15	55,23	1,50	17,10	7,12	1,32	0,52	1,79	3,50	6,00	2,90	0,01	0,92	2,11	100,02
26	18	58,79	0,50	16,08	2,44	5,71	0,29	2,99	6,20	3,30	3,66	0,01	0,32	0,10	100,39
27	22	54,41	1,20	16,85	4,83	3,56	0,03	2,95	7,66	3,20	2,50	0,33	0,34	1,98	99,84

Примечание. 1—13 — нижняя толща: 1, 2 — липаритовый порфир, сопки Айгыржал; 3 — игнимбрит липаритового состава, сопки Айгыржал; 4 — дацитовый порфирит, сопки Айгыржал; 5 — дацитовый порфирит, гора Атан; 6 — дацитовый порфирит, сопки Айгыржал; 7 — дацитовый порфирит, гора Карашоки; 8 — андезит-базальтовый порфирит, правый берег р. Тундык; 9 — дацитовый порфирит, сопки Каракойтас; 10, 11 — дацитовый порфирит, правый берег р. Айгыржал-узен; 12 — андезитовый порфирит, правый берег р. Сарыбулак; 13 — андезитовый порфирит, сопки Каракойтас; 14—22 — верхняя толща: 14, 15 — андезит-базальтовый порфирит, гора Жувантау; 16 — диабазовый порфирит, сопки Каракойтас; 17 — базальтовый порфирит, гора Жувантау; 18 — базальтовый порфирит, горы Кокшетау; 19 — липаритовый порфир, сопки Каракойтас; 20, 21 — липаритовый порфир, сопки Кокшетау; 22 — туф липаритового состава, сопки Каракойтас; 23—27 — субвулканические образования: 23 — дацитовый порфирит, гора Жувантау; 24 — андезитовый порфирит, сопки Каракойтас; 25 — андезитовый порфирит, правый берег р. Сарыбулак; 26, 27 — андезитовый порфирит, сопки Каракойтас.

Анализы 1—4, 6, 10, 11, 14, 15, 18, 20, 21, 23 выполнены в химической лаборатории МГРИ, остальные анализы выполнены в спектро-химической лаборатории геологического факультета МГУ.

выми нормальных известково-щелочных ассоциаций (тип Пеле — тип Сан-Франциско). Лишь некоторые из них (№ 15, 19, 32, 33) размещаются вблизи вариационной линии Этны, характеризующей промежуточный тип ассоциаций (переходный к щелочным). Вариационная линия средних составов нижнедевонских пород почти на всем протяжении располагается между кривыми ассоциаций Лассен-Пик и Сан-Франциско и только в самой верхней части, на отрезке дацит — липарит, отклоняется влево, приближаясь к линии Пеле.

2. Породы нижнего девона обладают повышенной щелочностью по сравнению со средними типами Р. Дэли. Липаритовые порфиры, сумма

щелочей в которых близка среднему липариту Р. Дэли, отличаются от него резко сниженным содержанием окиси калия, которое не полностью компенсируется даже увеличением количества окиси натрия. Поэтому по отношению к вариационным линиям средних типов эффузивов по Р. Дэли (и С. Ноккольдсу) наш ряд на обеих сторонах диаграммы размещается правее, указывая на повышенную роль щелочных алюмосиликатов в составе всех пород нижнего девона, кроме липаритовых порфиров.

3. Устанавливается общность петрохимических свойств пород, принадлежащих: а) различным тектоническим зонам и центрам вулканизма и б) различным толщам комплекса, а также в) отличающихся характером залегания (субвулканические и излившиеся аналоги).

4. Устанавливается увеличение щелочности, сопровождаемое (вызываемое) повышением содержания калия: а) в субвулканических залежах (по сравнению с покровами), б) в области ранневарисцийских поднятий (по сравнению с областью прогибов), в) в верхней толще (по сравнению с нижней).

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ. ЭЙФЕЛЬСКИЙ (?) ЯРУС

Отложения, условно относимые к эйфельскому ярусу, представлены толщей вулканогенных, вулканогенно-осадочных и, в меньшей степени, осадочных пород. В ее строении широким развитием пользуются трахилипаритовые и липаритовые порфиры, андезитовые, андезито-базальтовые и базальтовые порфириты, разнообразные пирокластические образования, туфогенные песчаники и конгломераты. В единственном случае установлено присутствие в разрезе известняков. Мощность толщи колеблется от 400 до 2500—3000 м. Значительным распространением пользуются субвулканические и жерловые образования.

Повсеместно эйфельские (?) образования с несогласием перекрывают более древние отложения. Наиболее четко несогласие проявляется в области ранневарисцийских поднятий, где эффузивы несогласно накладываются на толщи нижнего девона, силура и ордовика. В области прогибов несогласие менее значительно и выражается налеганием пород на различные горизонты силурийских или нижнедевонских толщ.

Эйфельским образованиям области ранневарисцийских поднятий (сопки Жаман-Абралы, Улькен-Сарымбет, Атан, Кенасу) свойствен тип стросния, основные черты которого видны в приводимом ниже разрезе, изученном в южной части Кайнарской синклинальной зоны (сопки Кенасу).

На породах верхнего ордовика с резким угловым и азимутальным несогласием (азимут простирания ордовикских пород — 310° , $\angle 90^\circ$, азимут падения девонских вулканитов — 315° , $\angle 60^\circ$) залегают (рис. 14, разр. X):

	Мощность, м
1. Липаритовые порфиры с пластами (до 25 м) базальтовых порфиров	235
2. Туфы и игнимбриты липаритового состава	105
3. Трахидацитовые порфириты	185
4. Андезитовые и базальтовые порфириты	40
5. Трихилипаритовые порфиры с отдельными пластами (мощностью 15—45 м) туфов и игнимбритов того же состава	850
6. Базальтовые порфириты, миндалекаменные	230
7. Трахилипаритовые и трахидацитовые порфиры с прослоями игнимбритов и, реже, андезитовых порфиритов	475
8. Андезитовые порфириты, миндалекаменные	60
Выше залегают породы, относимые к живетскому ярусу.	
Мощность разреза 2180 м.	

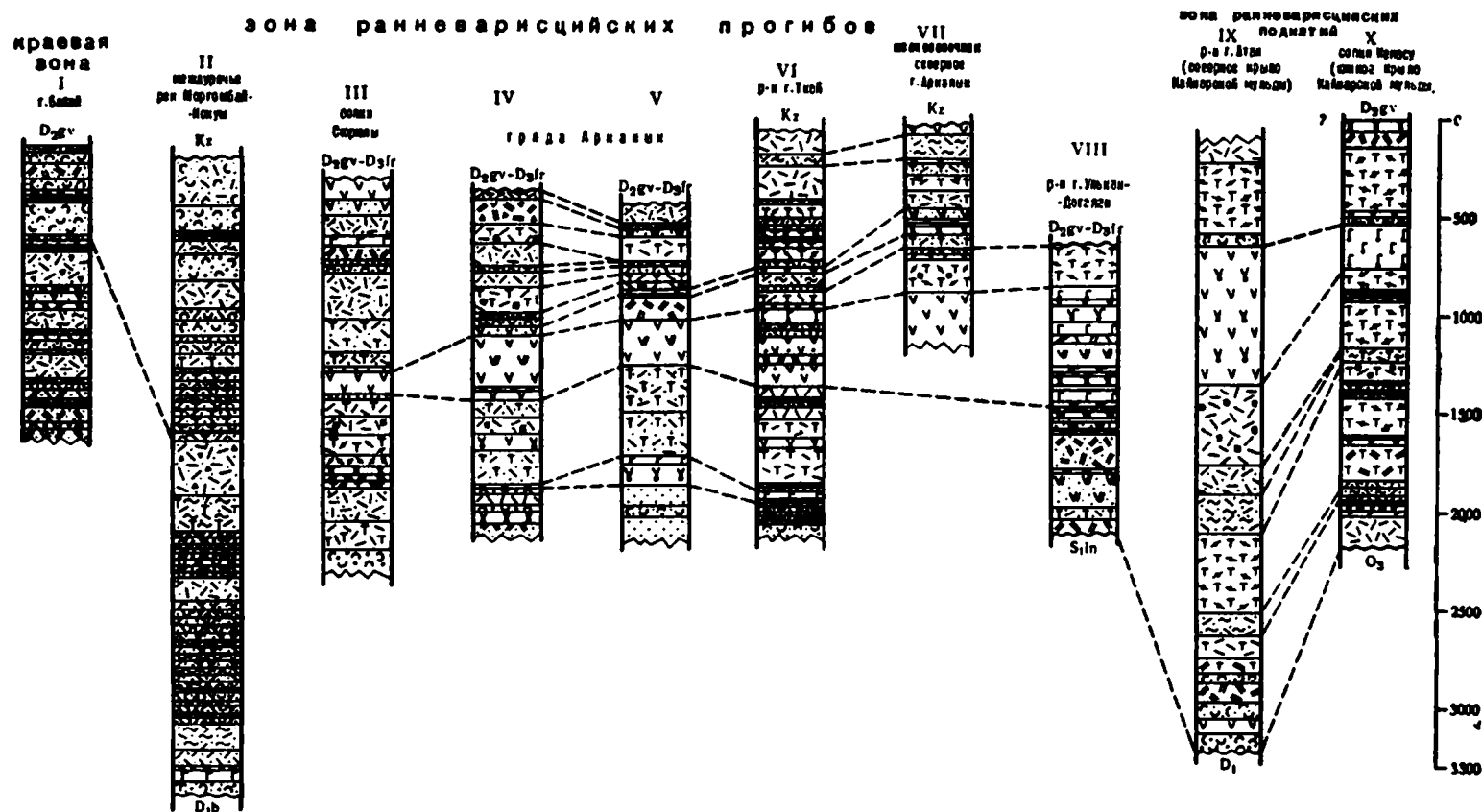


Рис. 14. Схема сопоставления разрезов эйфельских (?) отложений (составил Б. Я. Журавлев). Условные обозначения см. рис. 10

Общие признаки толщи в этой области могут быть сведены к следующему. Среди вулканогенных пород преобладают трахилипаритовые и липаритовые порфиры. Более редки эффузивы основного и среднего состава, образующие быстро выклинивающиеся линзы. Туфы, преимущественно кислого состава, играют незначительную роль. Вулканогенно-осадочные породы встречаются главным образом в основании разреза. Ассоциирующие с толщей многочисленные субвулканические залежи и жерловины, сложенные преимущественно кислыми эффузивами, распространены локально и концентрированно. Мощность толщи достигает 3000 м.

В области ранневарисских прогибов намечаются два типа строения эйфельской (?) толщи.

Первый из них свойствен большей, северо-восточной части области, расположенной к северо-востоку от Айгыржальского разлома (сопки Аркалык, Улькен-Догалан, Тней и др.). Разрез здесь в большинстве случаев имеет двучленное строение. Нижняя его часть сложена породами липаритового, трахилипаритового, андезитового и андезито-базальтового составов, существенную роль играют также вулканогенно-осадочные, а иногда и осадочные породы, заключающие линзы углей (Журавлев, Беньямовский, 1964). Верхняя часть разреза представлена трахилипаритовыми и липаритовыми порфирами и туфами. Мощность толщи составляет около 2000 м. Субвулканические и жерловые тела представлены разнообразными по составу и форме залежами, рассеяны по всей территории, но часто концентрируются в отдельных «узлах».

Один из разрезов изучен в районе сопки Догалан. В урочище Караулга на песчаники силура (азимут падения ВСВ 80° $\angle 65^\circ$) несогласно (азимут падения ЮВ 140° $\angle 15^\circ$) налегают (рис. 14, разр. VIII):

	Мощность, м
1. Дацитовые порфиры	70
Выше следуют (по северному склону горы Улькен-Догалан):	
2. Туфы трахилипаритового состава	65
3. Туфы дацитового и андезито-дацитового состава с маломощными пластами андезито-дацитовых и базальтовых порфиритов	480
4. Андезито-базальтовые и базальтовые порфиры	85
5. Андезитовые, андезито-дацитовые и дацитовые порфиры	265
6. Андезито-базальтовые и базальтовые порфиры	230
Разрез продолжается на северо-восточных склонах гряды Аркалык (рис. 14, разр. VII):	
7. Трахилипаритовые порфиры, флюидалные и сферолитовые	220
8. Туфы трахилипаритового состава	70
9. Андезитовые порфиры	70
10. Туфы андезито-дацитового состава	55
11. Туфы трахилипаритового состава	85
12. Трахилипаритовые порфиры	80
13. Туфы и игнимбрты трахилипаритового и липаритового состава с отдельными пластами андезитовых порфиритов	195
Суммарная мощность 2000 м.	

Более высокие горизонты толщи срезаны субвулканической залежью трахилипаритовых порфиров, вытянутой согласно простиранию вмещающих пород.

Туфогенные песчаники нижней части толщи в некоторых пунктах гряды Аркалык (в ее северо-западной части) содержат остатки углефицированной флоры девонского облика (заключение А. Л. Юриной). Здесь же в отвалах древних выработок и в скважинах (пробуренных в 1961 г. по этим отвалам) на глубине 25 м встречены известковистые песчаники и пелитоморфные известняки с мелкими (не более 2—3 см) линзочками угля, обладающего сравнительно высокой (близкой к ант-

рацнтам) степени метаморфизма. Из известняков и угля В. Н. Беньямовским выделены следующие виды спор: *Leiotriletes takatensis* Chibr., *Retusozonotriletes parvimammatus* Naum., *R. antiquus* Naum. in litt., *Acantotriletes serratus* Naum., *Diclyotriletes* sp., *Camptotriletes simplex* Naum., *Archeozonotriletes micromanifestus* Naum., var. *minor* Naum., *A. basilaris* Naum., *A. ignoralus* Naum., *Hymenozonotriletes endemicus* Naum. (Журавлев, Беньямовский, 1964).

Существенно иной характер имеет эйфельская (?) толща в юго-западной части области ранневарисскийских прогибов (к юго-западу от Айгыржальского разлома) и краевой зоне Джунгаро-Балхашской складчатой области (сопки Иргайлы, Кокшетау, Бокай, Коссай).

Один из разрезов, изученный в междуречье Мергембай — Кокум., имеет следующий вид (рис. 14, разр. II). На туфах верхней толщи нижнего девона с угловым несогласием залегают:

	Мощность, м.
1. Туфогенные песчаники и конгломераты	50
2. Базальтовые порфиры и туфиты основного состава	80
3. Туфы липаритового состава с линзами туфогенных песчаников и конгломератов	210
4. Туфиты и туфы липаритового состава	720
5. Переслаивающиеся туфогенные песчаники, конгломераты и алевролиты	190
6. Туфы и вулканические брекчии липаритового состава	490
7. Туфиты и туфы липаритового состава	475
8. Туфогенные песчаники с прослоями туфитов кислого состава	130
9. Туфы липаритового состава	140
10. Туфогенные алевролиты и песчаники	130
11. Игнимбриты липаритового состава	70
12. Туфогенные песчаники	170
13. Туфиты липаритового состава с прослоями туфогенных песчаников и туфов кислого состава	230

Далее породы толщи скрыты под чехлом кайнозойских отложений.
Мощность описанных пород, равная 3100 м, является максимальной для всей изученной территории.

Особенности строения описываемого комплекса в юго-западной части изученной территории могут быть сведены к следующему. Несогласие в основании проявлено не столь четко, как в ранее описанных участках, и выражается в налегании базальных горизонтов на различные пачки нижнедевонских отложений. В составе толщи преобладают вулканогенно-осадочные и пирокластические породы. Они образуют не менее 70% мощности толщи. Эффузивные породы распространены локально (в основном в зонах Айгыржальского и Мергембайского разломов) и быстро выклиниваются. Наиболее распространены породы кислого состава. Мощность накопленный непостоянна и колеблется в пределах от 400 до 3100 м. Субвулканические и жерловые образования сосредоточены между Айгыржальским и Мергембайским разломами, т. е. на том участке, где отмечается появление в разрезе лав.

В нижних частях разреза в районе оз. Сарыколь (к юго-востоку от сопки Айгыржал) были собраны остатки растений *Pseudosporochnus* sp., *Calamophyton* sp.

Среднедевонский возраст описанных пород определяется их стратиграфическим положением и на основании определения органических остатков. Они залегают на отложениях нижнего девона и перекрываются флористически и фаунистически охарактеризованными отложениями живетского яруса. В 1959 и 1961 гг. в нижней части разреза в районе оз. Сарыколь (на северо-западном крыле Сарыкольской синклинали) были собраны остатки *Pseudosporochnus* sp., *Calamophyton* sp., которые, по заключению А. Л. Юриной, характерны для среднего.

девона. Среднедевонская флора — *Protolepidodendron* cf. *scharianum* Кг. — встречена М. А. Сенкевич в одном из разрезов рассматриваемой территории (Сенкевич, 1957, разрез южнее горы Киши-Айгыржал, слой 3) в толще вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных пород, относимой ею к эйфельскому ярусу (нами эта толща также считается эйфельской). В районе горы Тней в линзе известняков с углями из нижней части разреза толщи найдены споры (см. выше, стр. 46), принадлежащие также среднедевонскому комплексу (Журавлев, Беньямовский, 1964).

Описываемая толща залегает на отложениях нижнего девона и перекрывается флористически и фаунистически охарактеризованными отложениями живетского яруса. Таким образом, приведенные данные указывают на принадлежность толщи нижней части среднего девона, вероятнее всего эйфельскому ярусу. Вопрос о стратиграфическом объеме толщи не совсем ясен, так как заключенные в ней остатки характеризуют средний девон в целом, а вышележащие породы содержат флору и фауну живетского яруса. Поэтому описываемая толща относится к эйфельскому ярусу условно.

Субвулканические и жерловые образования эйфельского (?) возраста

Субвулканические и жерловые образования развиты очень широко. Площадь их выходов составляет примерно 200 км², или около 16% площади, занятой эйфельскими вулканитами.

Субвулканические тела, сложенные липаритовыми порфирами, являются наиболее распространенными. Преобладающими формами залежей липаритовых порфиров являются: пластообразные тела сложных очертаний (в том числе и лакколитообразные) длиной от десятков метров до первых (5—6) километров и мощностью от первых метров до сотен метров (рис. 15), штокообразные (изометричные, вытянутые и сложные, неправильные), занимающие площадь от нескольких квадратных метров до 2—3 км²; дайки, нередко образующие пояса среди силурийских и ордовикских пород, вытянутые вдоль разломов, имеют размеры до первых сотен метров в длину при мощности до 10—

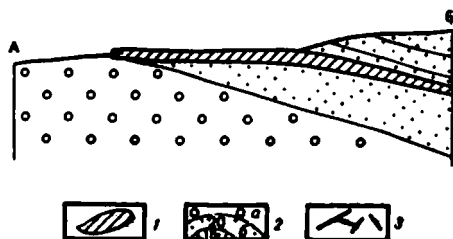
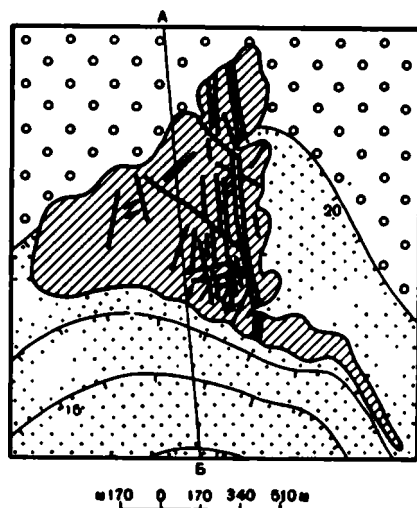


Рис. 15. Пластообразная залежь липаритовых порфиров в районе г. Карашоки (составил Б. Я. Журавлев): 1 — эйфельские субвулканические липаритовые порфиры; 2 — различные горизонты верхнеордовикской (а) и нижнедевонской (б) толщ, их простирания и элементы залегания; 3 — трещины

15 м (чаще 2—5 м), реже встречаются более протяженные (до 2—2,5 км), но также маломощные (3—5 м). Тела более сложной формы (например, комбинации даек и пластовых залежей, штоков и пластовых тел) встречаются относительно редко.

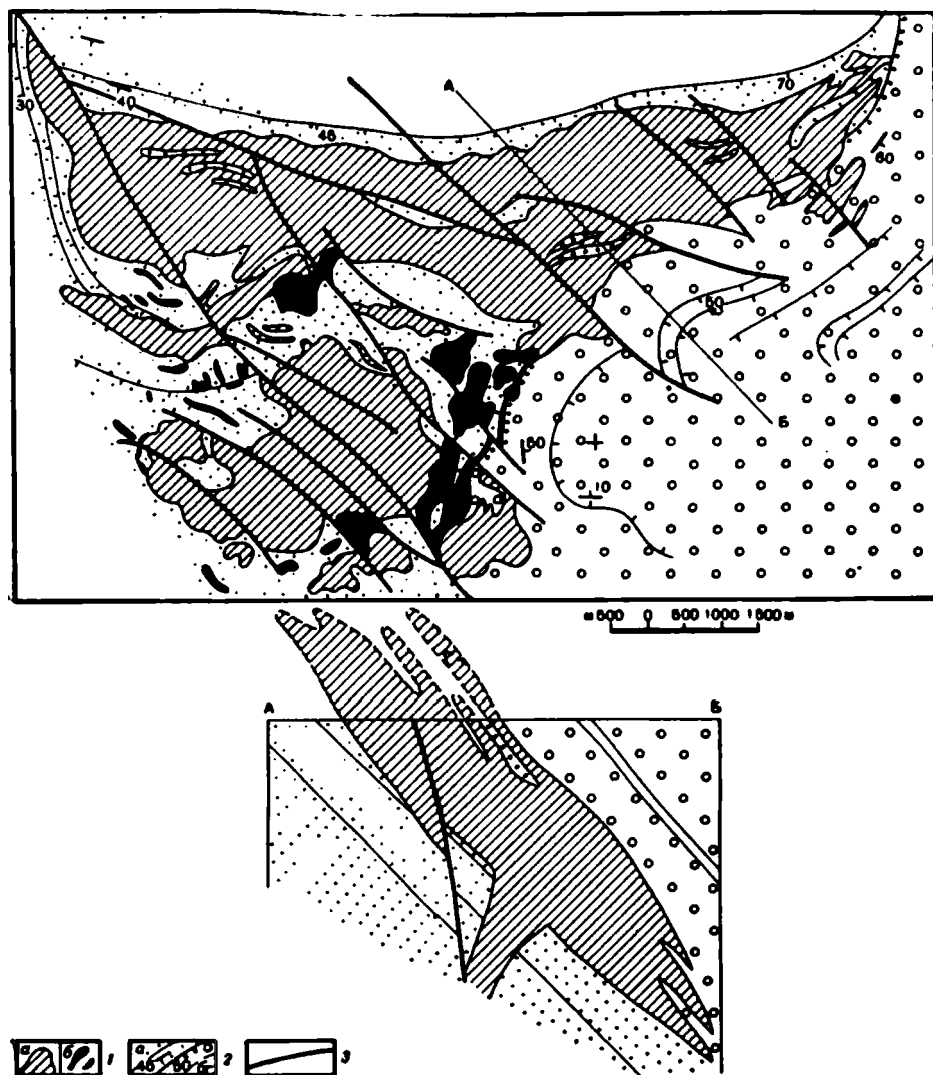


Рис. 16. Лакколитообразная залежь трахилипаритовых порфиров, гора Жалгызбик (по Е. П. Успенскому и др.):

1 — эйфельские субвулканические образования: а — трахилипаритовые и липаритовые порфиры, б — андезитовые и андезито-базальтовые порфириты; 2 — различные горизонты иппедевонской (а) и эйфельской (б) толщи, их простирания и элементы залегания; 3 — разрывные нарушения

Следующими по степени распространенности залежами являются тела трахилипаритовых порфиров. Среди них отмечаются согласные (пластовые, лакколитообразные) и секущие (штоки, дайки) тела. Размеры залежей трахилипаритовых порфиров, как правило, крупнее аналогичных тел другого состава (рис. 16).

Относительно более редкие тела дацитовых, андезитовых, андезито-базальтовых и базальтовых (диабазовых) порфириров представлены чаще всего секущими (дайки, штоки), в редких случаях — согласными (пластовыми) залежами.

Контактные изменения проявлены слабо и выражены главным образом окварцеванием и осветлением как вмещающих пород, так и эндоконтактных частей самих тел. Ширина зоны окварцевания не превышает метра (обычно первые десятки сантиметров).

Жерловые образования по распространенности значительно уступают субвулканическим и представлены породами только кислого состава (липаритовые и трахилипаритовые порфиры, туфолавы, лавовые и вулканические брекчии). Выполняя реликты выводных каналов вулканов, они образуют изометричные или вытянутые (в плане) крутопадающие тела, в той или иной мере контролируемые разрывами и слоистостью вмещающих толщ.

По характеру залегания тел несколько условно выделяются две группы. К первой относятся тела, связанные с наблюдаемыми или предполагаемыми разрывами, — секущие, ко второй — залежи, контролируемые, главным образом, поверхностями раздела пластов и толщ — полусогласные.

Секущие залежи характеризуются изометричными и удлиненными очертаниями и обычно группируются в линейные цепи (рис. 17). Полу-согласные — обладают более крупными размерами, приурочены чаще всего к границе толщ, обладающих различными механическими свойствами, и отличаются более сложным строением (рис. 18, 19). В сечении они имеют вид расширяющейся вверх пластины (воронка, обращенная раструбом вверх, или раскрытый веер). Жерловины обладают сложным строением, обусловленным многообразием слагающих их пород и различными их сочетаниями.

Для жерловых образований характерны плоскопараллельные текстуры, указывающие на застывание лавы в условиях движения и прямой связи с поверхностью. Все изученные реликты вулканов (жерловины) группируются в две протяженные прерывистые цепи, тяготеющие к зонам крупнейших разломов — Акбастауского и Айгыржальского.

К жерловым, или субвулканическим, образованиям, помимо описанных, по условиям залегания в значительной своей массе относятся выделенные и описанные Е. Б. Яковлевой автомагматические брекчии (1963). Этим термином определяются магматические породы, залегающие в виде трубообразных, пластовых и дайковых тел и экструзивных куполов. Они обладают характерной формой отдельности, напоминающей матрацевидную отдельность интрузий, и имеют порфировое строение. Основная масса породы характеризуется типичной для лав кислого состава структурой, а вкрапленники интенсивно раздроблены. В пределах изученной территории автомагматические брекчии распространены незначительно и главным образом вблизи зоны Карадон-Темиршинского разлома. Они прорывают породы эйфельского яруса и нижнего девона, но неизвестны среди более молодых или древних отложений.

Изучение автомагматических брекчий под микроскопом показало, что они однородны по своему составу и отвечают липаритовым порфирам.

Минеральный состав: полностью альбитизированный полевой шпат, кварц, биотит, калиевый полевой шпат, магнетит, апатит, циркон,

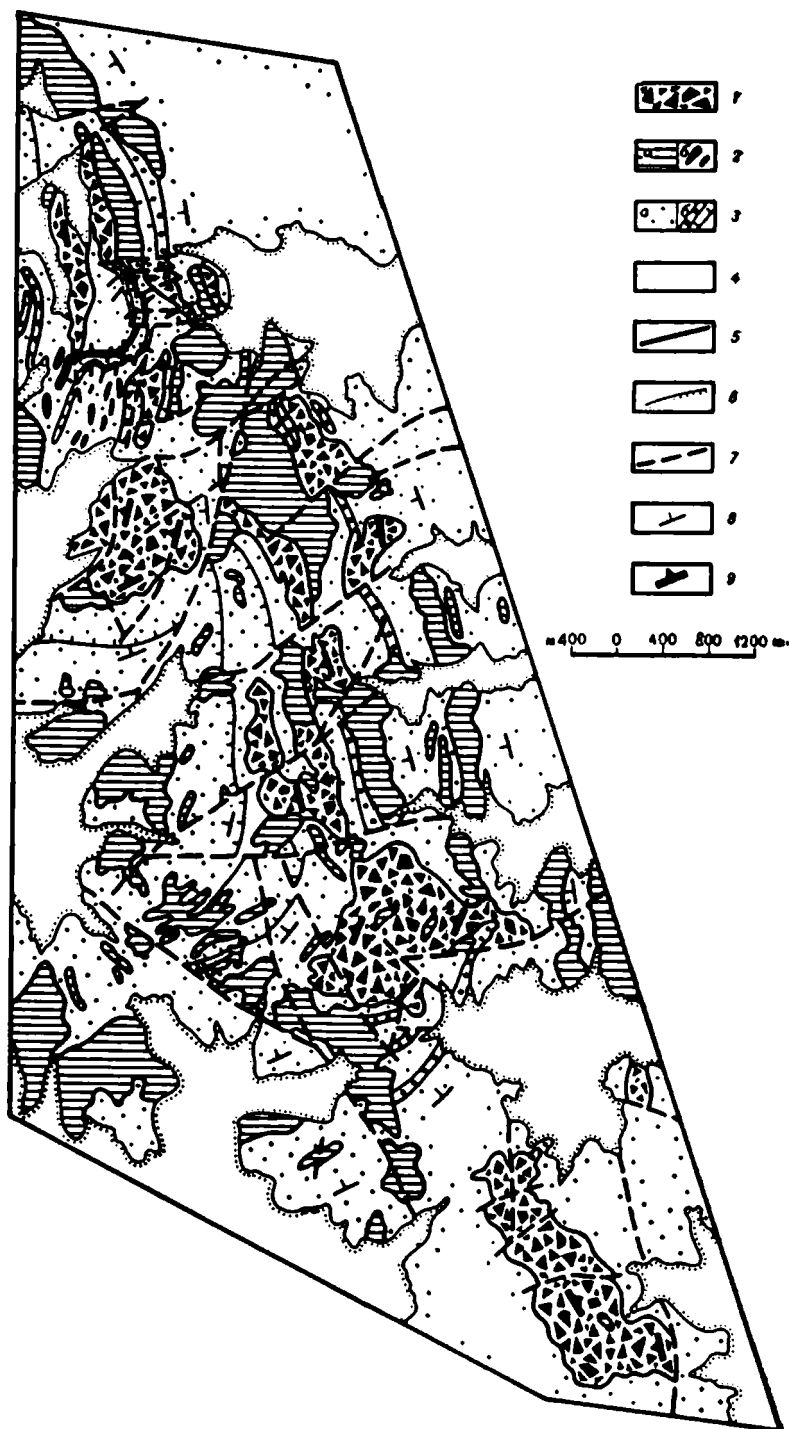


Рис. 17. Субвулканические и жерловые залежи в районе горы Кутенжапан (составили: Э. М. Великовская, Т. Н. Голубовская, Б. Я. Журавлев): 1 — эйфельские (?) жерловые образования: липаритовые и трахилипаритовые порфиры, лавовые и вулканические брекчии того же состава, туфолавы; 2 — эйфельские (?) субвулканические образования: а) липаритовые и трахилипаритовые порфиры, б) андезитовые порфириты; 3 — силурийские отложения: а) песчаники, алевролиты, андезито-базальтовые порфириты, б) маркирующие горизонты туфов и туфогенных конгломератов; 4 — кайнозойские отложения: глины, суглинки; 5 — границы субвулканических и жерловых тел; 6 — границы распространения кайнозойских отложений; 7 — разрывные нарушения; 8 — элементы залегания слонистых пород; 9 — ориентировка первичной полосчатости в жерловых образованиях

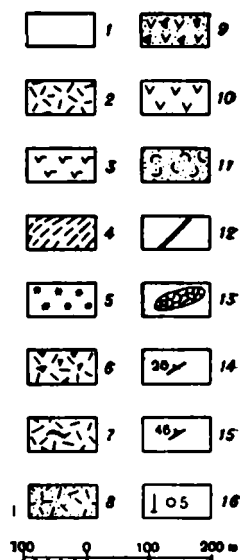
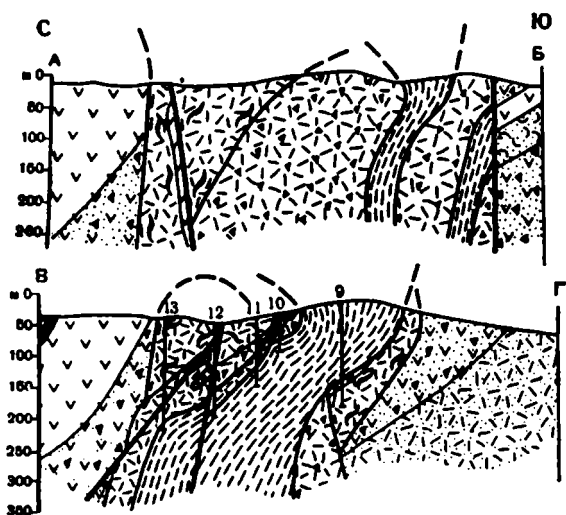
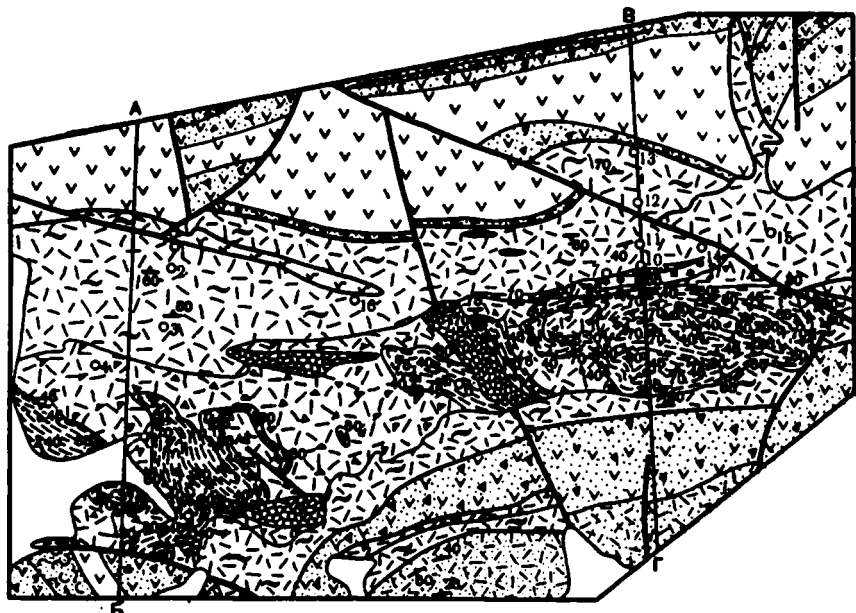


Рис. 18. Геологическая карта вулканического массива Утыбай (составил Б. Я. Журавлев с использованием материалов А. Н. Рокова):

1 — четвертичные отложения; среднедевонские образования: 2 — субвулканические липаритовые порфиры, 3 — субвулканические андезито-базальтовые порфиры; жерловые образования: 4 — флюидальные липаритовые порфиры, 5 — сферолитовые липаритовые порфиры, 6 — лавовые брекчин липаритового состава, 7 — туфолавы липаритового состава; нижнедевонские образования: 8 — туфы и туффиты липаритового состава, 9 — туфы и туффиты андезитового состава, 10 — андезитовые порфиры, 11 — туфогенные песчаники; 12 — разрывные нарушения; 13 — зоны дробления; 14 — элементы залегания слонистых пород; 15 — ориентировка флюиальности; 16 — буровые скважины

из вторичных встречен хлорит, серицит, эпидот. Породы состоят из осколков фенокристаллов и цементирующей их массы.

Количество фенокристаллов обычно значительно превышает количество цементирующей массы. Среди фенокристаллов преобладает альбитизированный полевой шпат оскольчатой, а также округлой формы.

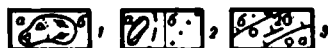
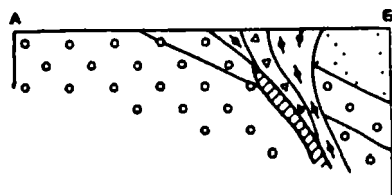
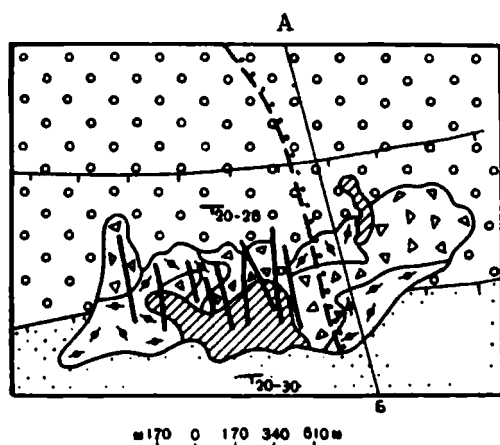


Рис. 19. Эродированный вулканический аппарат в районе горы Карашоки (составили Т. Н. Голубовская и Б. Я. Журавлев):

1 — эйфельские жерловые образования липаритового состава: а — лавовые брекчии, б — туфолавы; 2 — эйфельские субвулканические образования: а — липаритовые порфиры, б — диабазовые порфириты; 3 — различные горизонты нижнедевонской толщи: а — туфогенные конгломераты, б — андезитовые порфириты — их простирания и элементы залегания

вкрапленников. Время выделения фенокристаллов полевого шпата и биотита остается неясным. Несомненным является лишь факт передвижения под значительным давлением фенокристаллов кварца, полевых шпатов и биотита в очень вязкой среде. Последнее привело к дроблению фенокристаллов, обладающих достаточной хрупкостью, и скручиванию вязких таблечек биотита. Конечные стадии формирования таких пород напоминают условия формирования туфолав, когда отделение летучих компонентов приводит к вспениванию и дезинтеграции отдельных лавовых частичек.

Вопрос о принадлежности тех или иных жерловых и субвулканических тел эйфельскому (?) вулканогенному комплексу не всегда ясен. Это, естественно, в первую очередь касается тех образований, которые

Зерна кварца интенсивно корродированы. Нередко они также раздроблены, поэтому наряду с округлыми появляются острые осколки. Чешуйки биотита размещаются между осколками таблечек полевого шпата и зерен кварца, огибая выступы и острые углы последних. Основная масса породы неоднородна. В одних местах отмечается ясно выраженный лавоподобный характер (микропиклобластовая структура), в других — структура основной массы напоминает пирокластическую. Методом прокрашивания устанавливается значительное преобладание калиевого полевого шпата над кварцем в основной массе. Очень характерна резко выраженная флюиальность. Следы течения — сложно изгибающиеся, резкие.

Рассматривая порядок кристаллизации пород, можно прийти к некоторым выводам об условиях их образования. Фенокристаллы кварца выделялись, по-видимому, на значительной глубине. При смене температурного режима и изменении давления с продвижением магматического расплава к поверхности происходило нарушение равновесия и растворение выделившихся ранее

находятся вне поля развития других пород комплекса. Однако петрографические (структурные и текстурные) и петрохимические особенности позволяют сделать это в большинстве случаев достаточно уверенно.

Петрографическая характеристика пород эйфельского (?) возраста

Наибольшим распространением среди эйфельских вулканогенных пород пользуется группа пород липаритового и трахилипаритового состава. Реже встречаются породы андезитового, андезито-базальтового и базальтового состава. Вулканогенно-осадочные породы распространены сравнительно меньше.

Липаритовые и трахилипаритовые порфиры различаются по химическому составу. К трахилипаритовым порфирам отнесены разности с суммой щелочей 8% и выше.

Минеральный состав трахилипаритовых и липаритовых порфиров: кварц, калиевый полевой шпат, плагиоклаз, редко биотит, ромбический пироксен, амфибол; акцессорные минералы: циркон, сфен, апатит; вторичные минералы: альбит, кварц, серицит, хлорит, карбонат, гидроксиды железа.

Среди вкрапленников преобладают кварц, калиевый полевой шпат, плагиоклаз (плагиоклаз I генерации — олигоклаз-андезин № 28, плагиоклаз II генерации полностью альбитизирован), реже встречаются биотит, ромбический пироксен и амфибол. Пироксен и амфибол более характерны для трахилипаритовых порфиров.

Структуры основной массы представлены реликтовыми структурами кристаллизации магматического расплава (первичными) и структурами девитрификации (вторичными). Из структур кристаллизации встречаются микролититовая и витрофировая. Структурами девитрификации являются фельзитовая и сферолитовая. В результате собирательной перекристаллизации девитрифицированная стекловатая масса приобретает микропйкилобластовое строение.

Текстуры описываемых пород массивные, флюидальные и пористые. Массивные текстуры характерны для субвулканических пород. Флюидальные и пористые текстуры свойственны жерловым и покровным образованиям.

Туфолавы липаритового и трахилипаритового состава связаны с жерловыми образованиями. В породах четко выражена полосчатость, обусловленная слоистым расположением расплюснутых линз и прослоев, имеющих близкий состав, но различные первичные структуры и структуры перекристаллизации. Ширина линз и прослоев около 10 мм, протяженность их достигает нескольких метров. Отдельные полосы обогащены тонкораспыленным гематитом. В породе встречаются оплавленные обломки различных по составу пород.

Лавовые брекчии липаритовых и трахилипаритовых порфиров представляют собой корки взламывания. Состав обломков и цементирующей массы одинаков. Реже присутствуют обломки чужеродных пород. Обломки угловатые. Цементирующая лава обладает флюидальными текстурами. Структурные особенности пород в обломках и цементирующей лавы очень разнообразны.

Петрографическая характеристика покровных и жерловых образований во многом близка. Для них характерно большое разнообразие текстурных и структурных признаков, типичны также флюидальные и пористые текстуры. Субвулканические породы отличаются массивными текстурами и петрографической однородностью, выражающейся, в

частности, в однообразии микроструктур как в приконтактовых, так и в центральных частях тела. Для субвулканических даек трахилипаритовых порфиров в районе горы Достар характерен арфведсонит. Им также свойственны сферолитовые, оvoidные и флюидальные текстуры.

Игнимбриты трахилипаритового, липаритового и липарито-дацитового состава. Наряду с осколками кристаллов (плагноклазы, калиевые полевые шпаты, кварц) и обломками пород (преимущественно кислых) в них присутствуют фьямме. Цементирующая масса представлена спекшимся в разной степени пепловым материалом. В результате перекристаллизации спекшейся пепловой массы возникают структуры не отличающиеся от структур лав.

Туфы липаритового и трахилипаритового состава представлены кристалловитрокластическими, витрокластическими и литокристаллокластическими разностями. По размеру обломков среди последних выделены средне- и крупнообломочные туфы и вулканические брекчии.

Из пород среднего и основного состава широко развиты базальтовые порфириты, долериты и андезито-базальтовые порфириты. Среди них выделяются разности с повышенным содержанием щелочей, тяготеющие к трахиандезито-базальтовым порфиритам и трахидолеритам.

Вулканогенно-осадочные породы по размеру обломков делятся на туфогенные конгломераты, разнозернистые песчаники, алевролиты. По составу обломочного материала наиболее распространенными являются туфогенные породы, образовавшиеся за счет разрушения кислых и основных. Широко развиты породы смешанного состава. Встречаются также и туффиты — породы, содержащие менее 50% осадочного материала.

Петрохимическая характеристика вулканогенных пород эйфельского (?) возраста

Вулканогенные эйфельские породы охарактеризованы 86 силикатными анализами, результаты которых приведены в табл. 4 и на диаграмме, составленной по методу А. Н. Заварицкого (рис. 20).

Породы эйфельского вулканогенного комплекса относятся к известково-щелочным ассоциациям, образуя две четко обособленные группы: основного и кислого состава. При этом фигуративные точки образуют широкий ареал, крайние члены которого расположены вблизи или даже правее вариационной линии Этны, т. е. тяготеют к субщелочной ассоциации. Вариационная линия средних составов эйфельских вулканитов размещается между вариационными линиями ассоциаций Сан-Франциско и Этны и лишь в верхней части на отрезке дацит—липарит—трахилипарит резким зигзагом пересекает линии других известково-щелочных ассоциаций.

Эйфельские породы обладают повышенной по сравнению со средними типами Р. Дэли щелочностью, благодаря чему вариационная кривая пород комплекса располагается правее кривой средних типов Р. Дэли. Среди всех пород комплекса отмечаются разности, обладающие еще более высокой щелочностью: трахилипариты, трахидациты, трахиандезиты. Повышение щелочности в большинстве случаев обусловлено увеличением содержания окиси калия. Устанавливается общность петрохимических свойств пород, принадлежащих различным центрам вулканизма и отличающихся характером залегания (аналогично тому, как это было отмечено для нижнедевонского комплекса).

Породы эйфельского комплекса отличаются от нижнедевонских главным образом повышенной щелочностью. Помимо этого для эйфельского комплекса характерно присутствие трахилипаритовых порфиров, не встречавшихся среди пород нижнего девона. Липаритовые порфиры эйфеля отличаются также иным соотношением окислов калия и натрия: если у большинства липаритов нижнего девона окись натрия преобладает над окисью калия, то две трети проанализированных проб эйфельских липаритов свидетельствуют о преобладании окиси калия. В отличие от нижнедевонского комплекса, где субвулканические образования характеризовались высоким содержанием окиси калия (вызвавшим увеличение щелочности), для субвулканических образований эйфеля нередко характерно повышенное содержание окиси натрия (также вызывающее некоторое увеличение щелочности).

Сравнение петрохимических особенностей различных групп пород обоих комплексов (нижнедевонского и эйфельского) показывает, что изменение щелочности, независимо от характера сравниваемых объектов (покровы с соответствующими субвулканическими образованиями или одноименные породы, принадлежащие одному комплексу, но разным центрам, или одному участку территории, но разным комплексам и т. д.), в подавляющем большинстве случаев обусловлены (связаны) одноименными изменениями содержания окиси калия.

СРЕДНИЙ И ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Живетские и верхнедевонские отложения широко распространены в пределах Джунгаро-Балхашской складчатой области. Реже они встречаются в области ранневарисцийских прогибов Чингизского мегантиклинория, а в области поднятий сохранились от размыва лишь на небольших участках. Выделяются живетский, франский и фаменский ярусы. В ряде случаев отложения верхней части живетского яруса и франский ярус образуют единую нерасчлененную серию пород.

Живетский ярус

Живетский ярус четко подразделяется на две толщи. Нижняя толща отличается значительным содержанием вулканогенного материала, верхняя — преимущественно терригенным составом и содержанием прослоев известняков с фауной.

Нижняя толща живетского яруса характеризуется изменчивым составом и мощностью. Слагающие ее осадочные породы, представленные алевролитами, песчаниками, кремнистыми известняками, местами почти целиком замещаются туфогенными песчаниками и алевролитами, туффитами, туфами базальтового, андезитового и дацитового состава. В ряде разрезов присутствуют покровы базальтовых и андезитовых порфиров. Мощность нижеживетской толщи меняется в пределах 340—1570 м.

Условия залегания живетских отложений на более древних образованиях палеозоя различны в разных тектонических зонах. В области ранневарисцийских поднятий они залегают на подстилающих толщах несогласно. В краевой зоне Джунгаро-Балхашской области отложения живетского и эйфельского ярусов, по-видимому, связаны постепенным переходом. Слабый размыв и незначительное угловое несогласие между ними проявляются на участках, расположенных вдоль границы краевой зоны и области ранневарисцийских прогибов. Согласно за-

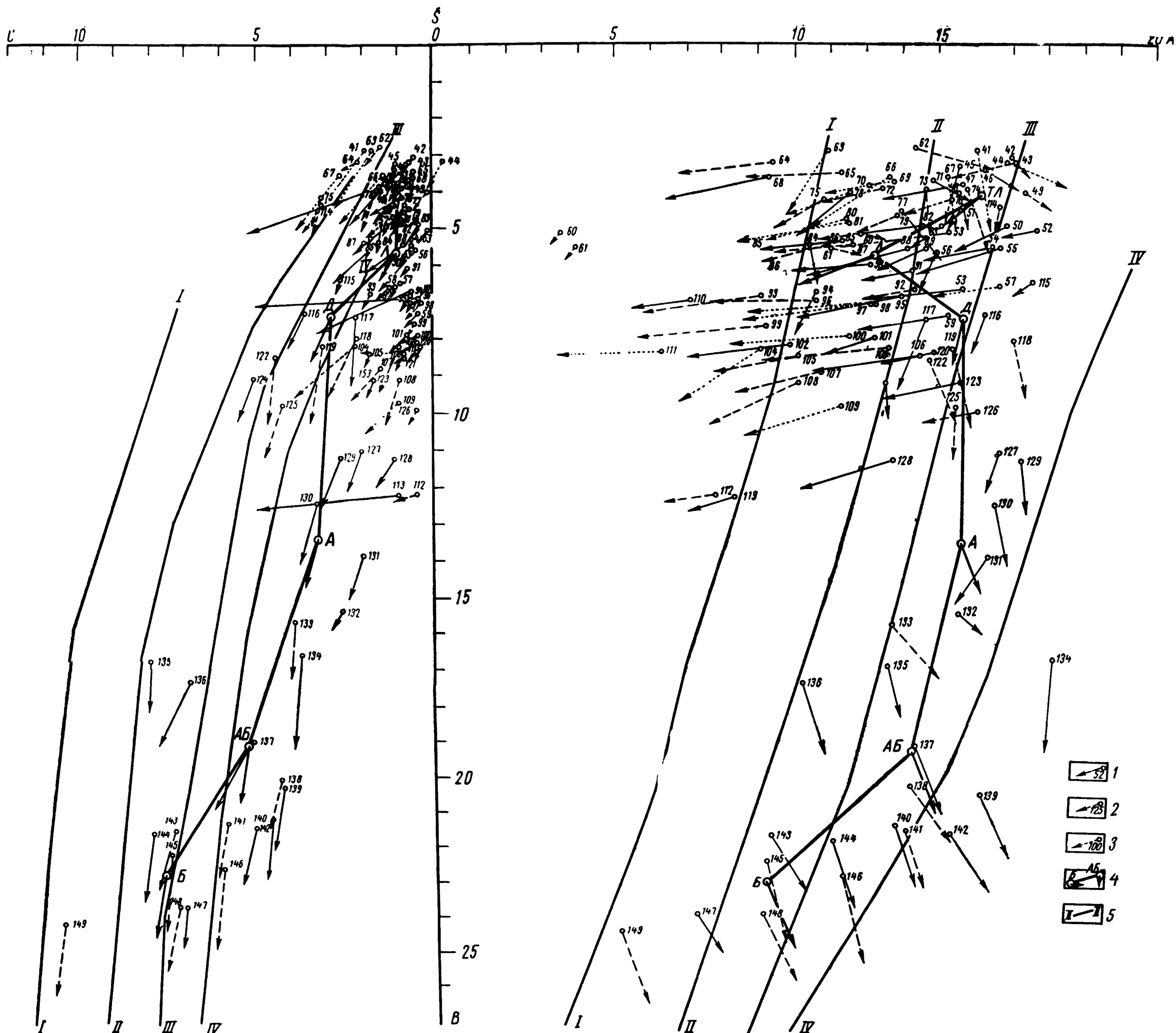


Рис. 20. Петрохимическая диаграмма вулканогенных пород эйфельского яруса, по методу А. Н. Заварицкого (составил Б. Я. Журавлев):
 I — покровные образования; 2 — субвулканические образования; 3 — жерловые образования; 4 — вариационная линия средних составов эйфельских пород; 5 — вариаци-

онные линии ассоциаций: I — типа Пеле, II — типа Лассен-Пик, III — типа Сан-Франциско, IV — типа Этны (по А. Н. Заварицкому). Анализы № 42, 48—50, 59, 83, 89, 91, 99, 101, 102, 106, 110, 111, 113, 115, 118, 120, 121, 126, 128, 131, 141 заимствованы у Н. В. Аксаментовой

Силикатные анализы вулканогенных пород эйфельского (?) яруса

№ п/п	№ анализа	Весовые проценты													сумма
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	
1	41	71,56	1,32	14,22	1,22	0,20	0,32	0,77	1,65	3,92	4,51	0,10	0,07	0,89	100,75
2	43	73,10	0,08	14,08	1,79	0,43	0,05	0,14	0,49	4,89	3,96	0,09	0,03	—	99,13
3	44	73,84	0,18	12,18	1,99	0,50	—	0,31	0,90	4,84	4,16	0,12	0,04	0,43	99,49
4	45	74,09	0,18	13,06	1,54	0,76	0,03	0,64	0,89	4,22	3,94	1,29	0,09	—	100,73
5	46	73,87	0,27	13,35	0,96	1,65	0,10	0,25	1,39	5,06	3,18	0,11	0,44	0,37	101,01
6	47	74,44	0,08	14,14	1,63	0,43	0,09	0,21	0,80	4,52	3,62	0,15	0,02	0,67	100,80
7	51	72,02	0,38	12,40	0,56	3,28	0,10	0,32	0,60	4,14	3,97	0,27	—	0,49	98,53
8	52	69,20	0,15	15,12	3,70	0,57	0,18	0,09	1,00	5,37	3,45	0,18	0,10	0,50	99,61
9	53	74,42	0,14	13,72	1,50	0,59	0,03	0,20	0,10	3,92	4,24	0,96	—	—	99,82
10	54	71,44	0,29	14,29	2,59	0,89	0,05	0,24	0,43	3,96	4,92	0,17	—	0,38	99,65
11	55	72,34	0,20	15,02	1,64	1,03	0,01	0,50	0,47	4,68	4,12	0,54	—	—	100,55
12	56	74,14	0,28	11,85	3,02	1,31	0,09	0,79	0,37	3,40	4,80	0,38	—	0,02	100,45
13	57	69,97	0,31	15,14	1,85	2,36	0,03	0,24	0,67	4,06	4,93	0,28	—	0,72	100,56
14	58	70,16	0,29	15,18	2,36	0,74	0,04	0,23	0,68	2,82	5,98	0,82	—	0,38	99,68
15	60	71,60	0,25	8,95	5,74	2,90	0,14	0,10	0,73	4,10	4,50	—	0,02	0,29	99,34
16	61	71,60	0,25	8,34	5,43	3,77	0,18	0,10	0,86	3,90	4,50	—	0,06	0,64	99,72
17	62	74,58	0,06	12,30	0,46	0,94	0,05	0,18	2,25	3,40	4,16	0,29	0,04	1,35	100,06
18	63	78,46	0,07	11,57	1,06	0,50	0,62	0,58	1,40	3,09	3,14	0,24	0,05	0,76	101,04
19	64	78,20	сл.	11,62	1,05	0,27	0,19	0,12	1,72	1,62	4,21	0,35	—	1,86	101,21
20	65	79,40	0,06	11,18	0,48	1,22	0,04	0,04	0,45	3,14	3,40	0,15	0,04	0,44	100,04
21	66	75,94	0,05	13,13	0,75	0,57	0,04	0,63	1,10	3,05	4,40	0,20	0,05	0,78	100,69
22	67	70,06	0,38	14,35	1,14	1,60	—	0,63	2,20	3,56	4,34	0,25	0,08	1,30	99,89
23	68	82,72	0,08	9,96	1,07	0,28	0,02	0,30	0,45	4,11	0,70	0,12	0,04	0,61	100,46
24	69	77,38	0,20	11,98	1,00	1,47	0,03	0,13	0,50	4,03	3,09	0,15	—	0,18	100,14
25	70	76,88	0,05	12,14	1,20	0,57	0,05	0,39	0,85	2,93	4,15	0,16	0,04	0,86	100,27
26	71	75,65	0,28	12,08	2,28	0,81	0,04	0,25	1,39	4,34	3,42	0,21	0,14	0,21	101,10
27	72	76,82	0,14	12,04	1,15	1,34	0,06	0,19	0,70	3,88	2,96	0,25	—	0,70	100,23
28	73	74,14	0,12	12,63	0,48	2,65	0,09	0,62	1,31	4,59	2,64	0,29	0,06	1,49	101,11
29	74	74,01	0,15	13,40	1,81	0,72	—	0,87	1,39	6,35	0,88	—	0,02	1,24	100,84
30	75	73,40	0,10	13,51	1,37	1,22	0,09	0,39	2,45	3,67	1,92	0,17	0,03	—	98,35
31	76	74,45	0,10	13,53	1,62	1,38	0,09	0,24	0,68	2,57	4,21	0,22	—	1,03	100,12
32	77	76,47	0,15	11,05	0,33	2,22	0,10	0,75	1,40	2,76	5,17	0,36	0,04	0,29	101,09
33	78	75,10	0,39	11,79	1,99	0,28	0,02	0,62	1,21	1,27	6,13	0,63	—	0,04	99,47

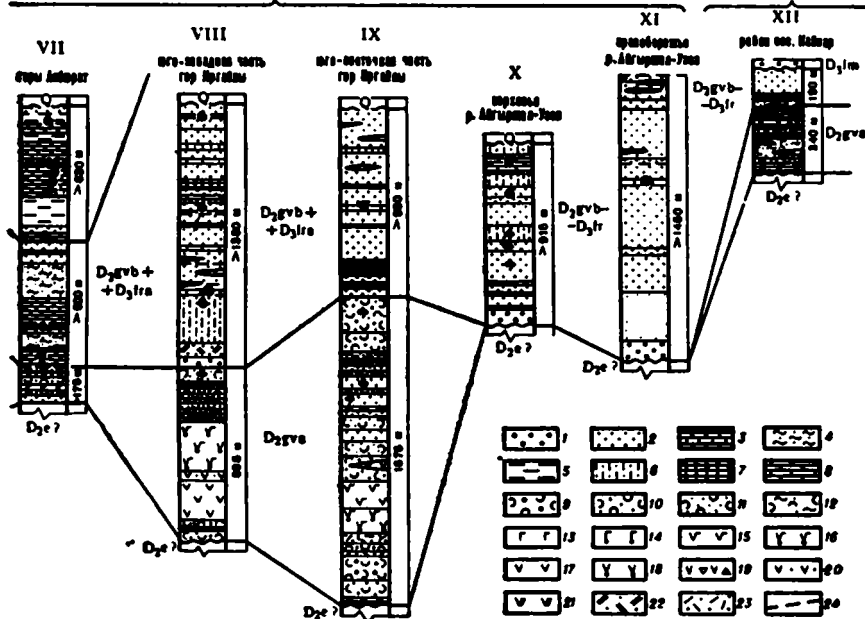
34	79	74,64	0,20	11,74	1,11	2,34	0,07	0,31	0,60	3,16	4,26	0,28	0,03	0,74	99,20
35	80	77,01	0,06	12,06	1,31	1,00	0,07	0,37	0,87	2,25	4,80	0,43	0,07	1,07	101,37
36	81	77,44	0,04	12,77	1,02	0,43	0,09	0,36	0,75	2,52	4,57	0,15	0,05	0,64	100,83
37	82	74,04	0,10	13,87	1,51	0,50	0,11	0,18	0,70	3,10	4,87	0,20	0,02	0,79	99,99
38	84	76,71	0,21	10,25	4,27	0,46	0,06	0,76	1,42	2,43	3,84	0,12	—	0,43	100,96
39	85	76,82	0,12	11,30	2,01	1,06	0,04	0,14	0,34	2,50	4,31	1,99	—	—	100,63
40	86	74,62	0,12	13,13	1,41	1,28	0,08	0,37	1,39	4,05	1,92	0,36	0,04	1,70	100,47
41	87	73,30	0,29	13,36	0,96	2,30	0,03	0,12	1,52	2,84	3,85	0,25	—	1,53	100,35
42	88	73,98	0,42	13,62	1,01	0,81	0,05	0,54	0,54	2,54	5,56	0,62	—	0,36	100,05
43	90	73,50	0,14	13,00	3,09	0,57	0,03	0,15	0,90	3,78	2,80	0,21	—	0,65	98,82
44	92	71,78	0,20	13,39	2,12	2,45	0,07	0,25	0,87	2,83	5,10	0,42	0,08	0,70	100,26
45	93	75,58	0,08	12,98	1,37	0,74	0,10	0,37	1,38	2,70	2,40	0,49	0,04	2,23	100,66
46	94	75,40	0,21	9,63	4,17	0,90	0,03	1,03	0,38	1,44	5,42	1,70	—	—	100,31
47	95	73,26	0,20	13,72	1,79	0,90	0,04	0,50	0,42	3,60	3,82	1,23	—	0,15	99,63
48	96	76,30	0,06	12,03	2,88	0,44	0,05	0,42	0,30	4,79	0,46	1,54	0,02	0,37	99,66
49	97	74,66	0,38	14,13	0,84	1,20	—	0,23	0,42	3,72	3,16	0,24	—	1,21	100,19
50	98	74,16	0,39	13,76	1,25	0,35	0,01	0,40	0,13	2,94	4,23	1,27	—	0,61	99,50
51	100	74,64	0,24	13,40	1,86	1,14	—	0,18	0,20	1,73	5,67	0,39	—	0,20	99,65
52	103	74,11	—	14,79	1,34	0,76	0,01	0,37	0,13	2,99	4,58	0,47	—	0,57	100,12
53	104	73,39	0,10	12,79	1,70	0,99	0,09	1,43	1,73	2,02	3,37	0,39	—	1,99	99,99
54	105	72,96	0,31	13,28	1,55	2,68	0,03	0,49	1,36	3,46	1,99	0,52	—	2,30	100,93
55	107	69,67	0,25	15,99	3,02	1,09	0,07	0,63	1,04	2,56	3,48	0,43	0,08	1,24	99,55
56	108	75,60	0,15	13,02	2,18	0,75	—	1,37	0,70	3,75	1,71	—	0,01	1,44	100,68
57	109	72,60	0,10	14,44	2,37	0,75	0,11	0,99	0,68	2,44	4,40	0,50	—	1,32	100,70
58	112	73,33	0,20	9,41	5,50	4,00	0,05	0,33	0,20	0,90	4,20	—	0,04	1,92	100,12
59	114	66,85	0,42	15,96	2,61	1,46	0,12	0,37	2,43	5,33	2,52	0,48	0,17	2,72	101,44
60	116	63,20	0,35	16,30	3,14	2,30	0,18	0,90	2,75	4,41	3,45	0,26	0,28	2,50	100,02
61	117	70,47	0,52	14,63	3,03	0,86	0,08	1,78	1,77	5,94	0,72	0,12	—	1,03	100,95
62	119	67,24	0,38	15,28	2,21	1,96	0,05	2,26	3,14	5,60	1,56	0,17	0,12	1,06	101,03
63	122	64,24	0,38	16,47	2,33	2,21	0,11	1,78	4,54	5,61	0,78	0,23	0,27	2,18	101,13
64	123	66,82	0,45	16,10	3,72	1,43	0,08	0,51	1,28	4,72	2,88	—	—	1,05	99,04
65	124	61,73	0,92	15,81	5,12	2,56	0,11	1,11	3,83	3,98	2,16	—	—	1,84	99,17
66	125	60,00	0,70	16,00	3,50	3,45	0,35	1,62	3,15	4,56	2,53	0,36	0,66	2,50	99,38
67	127	62,68	1,24	14,92	7,13	1,81	0,21	1,42	1,44	5,26	2,78	1,23	—	0,15	100,27
68	129	60,30	1,24	15,47	7,15	1,44	0,21	1,84	2,16	5,20	3,10	1,61	—	0,23	99,95
69	130	59,70	0,54	15,79	3,68	4,24	0,07	2,51	3,14	5,38	2,34	0,38	0,29	2,28	100,34
70	132	56,00	1,97	13,68	9,88	2,69	0,25	0,87	3,41	3,93	3,61	2,54	—	0,96	99,79
71	133	58,43	0,82	14,57	7,08	0,81	0,11	2,58	6,30	5,30	0,54	0,27	0,45	2,92	100,18
72	134	54,73	0,77	18,28	5,64	2,49	0,22	5,04	2,82	7,18	0,78	0,57	0,31	1,90	100,72
73	135	52,11	0,89	19,57	9,50	1,91	0,13	2,75	6,94	4,94	0,66	0,64	—	1,04	101,02
74	136	56,16	0,62	16,98	4,88	4,01	0,21	3,84	7,11	3,08	2,32	1,93	0,30	0,39	100,26
75	137	53,53	0,95	16,58	8,41	1,07	0,15	4,25	6,30	3,70	3,30	0,37	0,40	1,09	100,10

№ п/п	№ анализа	Весовые проценты													сумма
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	
76	138	53,32	-1,07	15,63	4,62	5,58	0,14	3,53	6,69	4,67	1,88	0,60	0,44	—	98,17
77	139	52,35	0,95	16,88	6,58	3,44	0,50	4,28	5,96	5,87	1,44	0,43	0,38	1,86	100,92
78	140	52,50	0,75	15,62	5,76	5,99	0,27	4,25	5,56	4,94	1,10	0,59	—	2,48	99,81
79	142	50,55	0,97	17,30	6,90	3,48	0,10	4,02	7,70	5,21	1,68	0,41	0,39	1,80	100,51
80	143	51,63	1,11	16,68	5,55	4,71	0,15	4,02	9,11	3,26	1,26	0,32	0,32	2,09	100,21
81	144	48,80	0,92	18,54	4,18	6,12	0,14	4,80	8,10	4,11	0,92	0,27	0,43	2,54	99,87
82	145	51,66	0,95	16,85	4,60	5,21	0,16	5,79	7,71	3,78	0,48	0,46	0,26	2,42	100,33
83	146	50,65	1,94	16,55	6,79	2,87	0,12	6,28	6,64	4,42	0,90	0,36	0,54	2,54	100,60
84	147	50,96	1,11	14,69	10,69	4,34	0,20	3,25	8,00	2,78	0,60	0,52	—	3,81	100,95
85	148	50,31	1,11	16,64	6,25	3,72	0,14	5,28	9,43	3,30	1,08	0,23	0,53	2,31	100,33
86	149	49,20	0,93	18,14	3,44	7,34	0,21	5,38	10,70	1,87	0,65	0,32	0,37	0,62	99,17

Примечание. 1 — туфолова трахилипаритового состава, жерло, гора Кутенжапан; 2 — трахилипаритовый порфир, субвулкан, гора Кутенжапан; 3 — трахилипаритовый порфир, жерло, гора Кутенжапан; 4 — трахилипаритовый порфир, субвулкан, сопки Каракойтас; 5 — трахилипаритовый порфир, гора Улькен-Догадан; 6 — игнимбрит трахилипаритового состава, гора Атан; 7 — трахилипаритовый порфир, субвулкан, сопки Жанбазар; 8 — трахилипаритовый порфир, гора Атан; 9 — трахилипаритовый порфир, сопки Сюрюлы; 10 — трахилипаритовый порфир, сопки Жаман-Абралы; 11 — трахилипаритовый порфир, сопки Сюрюлы; 12 — трахилипаритовый порфир, сопки Кенасу; 13 — трахилипаритовый порфир, жерло, гора Кутенжапан; 14 — трахилипаритовый порфир, сопки Жаман-Абралы; 15—16 — щелочный липаритовый порфир, субвулканическая дайка, западные горы Достар; 17 — липаритовый порфир, субвулкан, сопки Карашоки; 18 — липаритовый порфир, жерло, гора Карашоки; 19 — липаритовый порфир, субвулкан, сопки Жанбазар; 20 — липаритовый порфир, жерло, гора Атан; 21 — липаритовый порфир, жерло, гора Карашоки; 22 — лавовая брекчия липаритового состава, жерло, сопки Жанбазар; 23 — липаритовый порфир, гора Атан; 24 — липаритовый порфир, жерло, сопки Жанбазар; 25 — липаритовый порфир, жерло, гора Карашоки; 26 — игнимбрит липаритового состава, горы Аркалык; 27, 28 — липаритовый порфир, субвулкан, сопки Жанбазар; 29 — липаритовый порфир, субвулкан, сопки Каракойтас; 30 — липаритовый порфир, субвулкан, гора Карашоки; 31 — липаритовый порфир, жерло, гора Карашоки; 32 — липаритовый порфир, гора Улькен-Догадан; 33 — липаритовый порфир, сопки Сюрюлы; 34 — липаритовый порфир, субвулкан, сопки Жанбазар; 35 — липаритовый порфир, жерло, сопки Жанбазар; 36 — липаритовый порфир, жерло, гора Карашоки; 37 — игнимбрит липаритового состава, гора Атан; 38 — липаритовый порфир, гора Тней; 39 — липаритовый порфир, сопки Жаман-Абралы; 40 — липаритовый порфир, субвулкан, сопки Жанбазар; 41 — липаритовый порфир, субвулкан, гора Карашоки; 42 — липаритовый порфир, сопки Сюрюлы; 43 — липаритовый порфир, гора Атан; 44, 45 — липаритовый порфир, субвулкан, гора Карашоки; 46 — липаритовый порфир, сопки Кенасу; 47 — липаритовый порфир, сопки Жаман-Абралы; 48 — липаритовый порфир, субвулкан, гора Улькен-Сарымбет; 49 — липаритовый порфир, жерло, сопки Жанбазар; 50 — липаритовый порфир, субвулкан, сопки Сюрюлы; 51 — липаритовый порфир, жерло, сопки Жанбазар; 52 — липаритовый порфир, субвулкан, сопки Айгыржал; 53 — липаритовый порфир, жерло, сопки Жанбазар; 54 — липаритовый порфир, субвулкан, гора Карашоки; 55 — липаритовый порфир, субвулкан, гора Кутенжапан; 56 — липаритовый порфир, субвулкан, сопки Каракойтас; 57 — липаритовый порфир, жерло, сопки Жанбазар; 58 — липаритовый порфир, субвулкан, западные горы Достар; 59 — дацитовый порфирит, субвулкан, сопки Жанбазар; 60 — дацитовый порфирит, гора Атан;

61 — липаритовый порфир, гора Бокай; 62, 63 — дацитовый порфирит, субвулкан, район озера Сарыколь; 64 — дацитовый порфирит, гора Тней; 65 — андезито-дацитовый порфирит, гора Тней; 66 — андезито-дацитовый порфирит, субвулкан, гора Атан; 67, 68 — дацитовый порфирит, сопки Кенасу; 69 — андезитовый порфирит, гора Улькен-Догалан; 70 — андезитовый порфирит, сопки Сюрюлы; 71 — андезитовый порфирит, субвулкан, район озера Сарыколь; 72 — миндалекаменный андезито-базальтовый порфирит, гора Улькен-Догалан; 73 — лавовая брекчия андезито-базальтового состава, западнее могилы Басангур; 74, 75 — андезито-базальтовый порфирит, гора Улькен-Догалан; 76 — андезито-базальтовый порфирит, субвулкан, сопки Караадыр; 77 — андезито-базальтовый порфирит, гора Улькен-Догалан; 78 — андезито-базальтовый порфирит, западнее могилы Басангур; 79, 80 — базальтовый порфирит, гора Улькен-Догалан; 81 — миндалекаменный базальтовый порфирит, гора Атан; 82 — диабазовый порфирит, субвулкан, сопки Караадыр; 83 — диабазовый порфирит, субвулкан, район озера Сарыколь; 84 — базальтовый порфирит, западнее могилы Басангур; 85 — диабазовый порфирит, субвулкан, район озера Сарыколь; 86 — диабазовый порфирит, гора Кутенжапан.

Анализы 1—6, 8, 13, 15—21, 23, 25, 26, 28—32, 34—37, 40, 41, 43—45, 48, 53—63, 65, 66, 69, 71—86 выполнены в спектрохимической лаборатории геологического факультета МГУ; анализы 7, 22, 24, 27, 49, 51 выполнены в РосНИИМС; анализы 9—12, 14, 33, 38, 39, 42, 46, 47, 50, 52, 64, 67, 68, 70 выполнены в геохимической лаборатории МГРИ.



(составлена Е. П. Успенским, В. С. Поповым, М. В. Мартыновой):
 гиллиты; 6 — известковистые песчаники; 7 — песчанистые известняки; 8 — известняки;
 ты; 12 — кремнистые туфогенные алевролиты; 13 — базальтовые порфириты; 14 — базаль-
 то-базальтовые порфириты миндалекаменные; 17 — андезитовые порфириты; 18 — андези-
 20 — туфы андезитового состава; 21 — андезито-дацитовые порфириты; 22 — туфы даци-
 липаритового состава; 24 — разрывы

	Мощность, м
8. Андезито-базальтовые порфириты серые, миндалекаменные	260
9. Туфогенные песчаники желто-серые, среднезернистые с линзами серых андезитовых порфиритов мощностью до 50 м	130
10. Переслаивающиеся зелено- и желто-серые туфогенные алевролиты, аргиллиты и розово-серые мелкозернистые туфогенные песчаники. Мощ- ность прослоев от 1—2 мм до 10—30 см. Наблюдается параллельная, линзовидная и косая слоистость	80
11. Песчаники полимиктовые, среднезернистые, среднеслоистые	55
12. Переслаивающиеся зелено-серые и серые туфогенные алевролиты и розово-серые мелкозернистые песчаники. Мощность прослоев 10—50 см	70
13. Песчаники полимиктовые, в отдельных прослоях туфогенные серые, от крупно- до мелкозернистых, среднеслоистые, с подчиненными прослоя- ми зеленых алевролитов. Встречены остатки растений: <i>Protopteridium</i> sp., <i>Barrandeina</i> sp., <i>Lepidodendropsis</i> cf. <i>kazakhstanica</i> Senk.	240
14. Песчаники известковистые, серые, мелкозернистые, массивные	18
15. Известняки темно-серые, кремнистые, мелкозернистые	10
16. Переслаивающиеся зелено-черные туфогенные алевролиты и мелкозер- нистые песчаники. Мощность слоев 0,5—1 см	34
17. Туфогенные песчаники зелено-серые, мелкозернистые	100
18. Переслаивание серых и зелено-серых туфогенных алевролитов и мелко- зернистых песчаников с остатками флоры: <i>Protopteridium</i> sp.	200
На слое 18 согласно залегают алевролиты верхней толщи живецкого яруса. Об- щая мощность нижней толщи около 1570 м.	

Разрез в окрестностях пос. Кайнар, по правому берегу р. Кара- су, отличается от разреза гор Иргайлы сокращенной мощностью (340 м) и большей грубостью обломочного материала (рис. 21, разр. XII).

Интересно отметить, что на юго-востоке области, в верховьях р. Ке-

регежал, вдоль Керегежалского разрыва, в составе нижнеживетской толщи, наряду со средними и основными эффузивными породами, развиты лавы и туфолавы дацитового и липарито-дацитового состава. К югу от Бохтинского массива, в районе пос. Абыз, в нижней толще отсутствуют известняки и наиболее характерными являются темно-серые и черные тонкослоистые аргиллиты и алевролиты с подчиненными прослоями туфогенных песчаников и мелкогалечных конгломератов и редкими маломощными пластами андезитовых и базальтовых порфиритов.

Второй тип разреза нижней толщи живетского яруса развит в районе гор Кутенжапан, в западной части области ранневарисцийских поднятий, в горах Томрат и Кумадыр, в юго-западной части краевой зоны и к западу от Карадон-Темиршинского разлома на широте пос. Егindyбулак. В разрезах этого типа преобладают песчаники, алевролиты, часто красноцветные, с примесью туфогенного материала, туфогенные конгломераты, туффиты, туфы преимущественно андезитового, реже дацитового и липарито-дацитового состава. Общая мощность около 900 м.

Распределение мощностей, как и условия залегания нижнеживетской толщи, подчинено общей структурно-фациальной зональности территории. В области ранневарисцийских поднятий мощность нижней толщи сокращена до 340 м. В то же время ее мощность здесь сильно колеблется. Так, в Кушубайской грабенсинклинали близ родника Аккудук отложения этой толщи отсутствуют, а к юго-востоку, в 40 км от пос. Кайнар, местами ее мощность возрастает до 300 м. В пределах почти всей области ранневарисцийских прогибов нижнеживетская толща не распространена. Во время накопления толщи эта зона представляла собой участок поднятия. К юго-западу от области ранневарисцийских прогибов мощность нижнеживетской толщи быстро возрастает и в краевой зоне достигает 1000—1570 м, что характеризует ее как зону максимального прогибания.

Нижняя толща живетского яруса накапливалась, главным образом, в прибрежно-морских условиях. Содержащиеся в ней остатки растений определены как *Lepidodendropsis kazachstanica* Senk., *Protopteridium* sp., *Pr. hostimense* Krejčí, *Barrandeina* sp. Комплекс растений, по заключению А. Л. Юриной, указывает на живетский возраст. Нижняя толща живетского яруса согласно перекрывается отложениями с верхнеживетской фауной.

Верхняя толща живетского яруса представлена полимиктовыми известковистыми песчаниками и алевролитами с линзами органогенных известняков. Песчаники и алевролиты характеризуются параллельной, косою и линзовидной слоистостью. В краевой зоне и вдоль границы последней с областью ранневарисцийских прогибов в разрезе присутствуют линзы андезито-дацитовых порфиритов, туфов и туффитов дацитового состава, туфогенных песчаников и алевролитов. Мощность верхнеживетских отложений изменяется от 1500 до 400 м. Верхняя толща в качестве самостоятельного стратиграфического подразделения выделяется в тех районах, где она имеет четкую границу с вышележащими франскими отложениями, подчеркнутую поверхностью несогласия или литологическими отличиями. В других случаях эта толща тесно связана с франскими отложениями и в совокупности с ними представляет более или менее однородный комплекс.

Верхнеживетская толща в краевой зоне согласно залегает на нижней толще. Разрыв и несогласие между ними начинают проявляться северо-восточнее, по мере приближения к области ранневарисцийских прогибов. Такой характер залегания верхнеживетских отложений уста-

навливаются в районе горы Бакай, где в их основании развиты конгломераты. В области ранневарисцийских прогибов они трансгрессивно перекрывают породы эйфельского яруса и нижнего девона, а в области ранневарисцийских поднятий залегают на слабо размытой поверхности нижней толщи живетского яруса.

По соотношению осадочного и вулканогенного материала выделяются три типа разрезов: вулканогенно-осадочный с лавами, вулканогенно-осадочный без лав и терригенный.

Вулканогенно-осадочный разрез с лавами наблюдался Е. П. Успенским и В. С. Поповым по границе краевой зоны и области ранневарисцийских прогибов, где на отложениях нижней толщи живетского яруса по левобережью р. Карагаш (рис. 21, разр. III) согласно залегают круто (угол 65°) падающие на юго-запад:

Мощность, м.

1. Пачка песчаников, песчанистых известняков, известковистых песчаников, известняков и андезито-дацитовых порфиритов. Преобладают известковистые песчаники. Мощность отдельных прослоев от 0,5 до 10 м, прослой выклиниваются на расстоянии 5—50 м. Песчаники мелко- и среднезернистые, бурые и желто-серые. Порфириты андезито-дацитового состава, обычно афировые. Известняки слагают маломощные (до 1 м), короткие, быстро выклинивающиеся линзы	65
2. Андезито-дацитовые порфириты, миндалекаменные	35
3. Известняки светло-серые, песчанистые с остатками кораллов и мшанок: <i>Campophyllum litvinovitchae</i> Soshk., <i>Lythophyllum striatum</i> Wdkd, <i>Neotrematopora compta</i> Troiz., <i>Hemitrypa devonica</i> Nekh.	70
4. Известняки слоистые, органогенно-обломочные, песчанистые	40
5. Алевролиты с маломощными линзами известняков	170
6. Песчаники зеленовато-желтые и серые, крупнозернистые, кварцитовидные с подчиненными прослоями алевролитов	55
7. Известняки серые, мелкозернистые, тонкослоистые, переходящие по простиранию в известковистые песчаники. В известняках содержатся обильные остатки кораллов: <i>Heliophyllum juvenc</i> (Rom.), <i>Neostrigophyllum</i> sp., <i>Alveolifella arbuscula</i> (Radugin), <i>Alveolites suborbicularis</i> Lamarck, <i>A. multispinosus</i> Dubat.	18
8. Пачка переслаивания известняков и известковистых песчаников. Песчаники преобладают. Известняки слагают маломощные (0,5—2 м) быстро выклинивающиеся линзы	77
Продолжение разреза закрыто чехлом четвертичных отложений. Видимая мощность 530 м.	

Вулканогенно-осадочный разрез верхнеживетских отложений без лав развит в краевой зоне, где он прослеживается от р. Карагаш на северо-запад до района горы Бакай, сменяясь там терригенным типом разреза. Далее к северо-западу верхнеживетская толща в тех же фациях обнажается западнее Карадон-Темиршинского разлома, в окрестностях пос. Егиндыбулак. В этих районах верхняя толща живетского яруса согласно залегают на нижней толще живетского яруса и расчленяется на две пачки.

Нижняя пачка сложена туфами дацитового состава и туфогенными песчаниками зеленовато-серого цвета. Наблюдаются прослой мелкогалечных конгломератов и песчаников с кремнистым цементом. Мощность прослоев туфов 10—15 м. Вверх по разрезу количество прослоев туфов уменьшается, их мощность сокращается до 2—3 м. В нижней части разреза на одном стратиграфическом уровне среди песчаников и конгломератов залегают линзы известняков мощностью до 10 м. Известняки содержат многочисленные остатки кораллов (*Heliophyllum aiense* Soshk.). Общая мощность пачки 500 м.

Верхняя пачка представлена чередующимися прослоями зелено-серых мелкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов, среди ко-

торых встречаются карбонатные конкреции округлой и овальной формы размером от 1 до 20 см. В нижней части пачки обычно 2—3 прослоя туфов дацитового состава мощностью 2—3 м. В песчаниках и алевролитах отмечается микрослонистость и полосчатость, косая и горизонтальная. Встречаются плохой сохранности остатки растений. Из верхней части разреза пачки определены *Lepidodendropsis* sp. Верхняя пачка согласно залегает на нижней. У северо-восточного подножия гор Аккаин она с несогласием перекрывается каркаралинской свитой нижнего карбона. Мощность верхней пачки — около 1500 м.

Терригенный тип разреза верхнеживетской толщи распространен наиболее широко, охватывая целиком области ранневарисийских поднятий и прогибов.

В горах Иргайлы Е. П. Успенским описан следующий разрез (рис. 21, разр. VIII). На песчаниках нижней толщи живетского яруса с падением на юг под углом 60° без признаков несогласия залегают:

	Мощность, м
1. Конгломераты мелкогалечные, желто-серые. Галька представлена разнообразными, преимущественно вулканогенными породами, в том числе — кислого состава. Цемент песчаный. Встречаются линзообразные прослои грубозернистых полимиктовых песчаников	120
2. Песчаники известковистые, буровато-серые, от средне- до мелкозернистых, в верхней части с остатками <i>Mucrospirifer mesacostalis</i> (Hall) и <i>Thamnopora</i> aff. <i>compacta</i> Tchud.	240
3. Линза массивных органогенных известняков с остатками <i>Spinocyrtia audacula</i> (Conr.) и <i>Thamnopora</i> aff. <i>compacta</i> Tchud., <i>Charactophyllum spongiosum</i> (Schluter), <i>Lythophyllum crasseptatum</i> Bulv., <i>L. divisum</i> Wdkd.	15
4. Песчаники желто-серые, от мелко- до грубозернистых, с линзами серых известняков мощностью 1—5 м и протяженностью в несколько десятков метров	200
5. Известняки серые органогенно-обломочные	20
6. Песчаники среднезернистые известковистые	100
7. Известняки серые, мелкозернистые	10
8. Песчаники полимиктовые среднезернистые	70
Общая мощность 600 м.	

Мощность верхней толщи живетского яруса по всей рассматриваемой территории изменяется весьма закономерно (см. рис. 21). Максимальные мощности (до 1500 м) характерны для краевой зоны. В области ранневарисийских прогибов мощность толщи меняется в пределах 500—950 м. Наименьшие значения мощности наблюдаются в северо-западной части этой зоны, где располагаются крупные антиклинальные складки. В области ранневарисийских поднятий мощность верхнеживетских отложений сокращена до 200—150 м.

Возраст вышеописанной толщи устанавливается на основании определений фауны и флоры. Фауна представлена многочисленными остатками брахиопод, кораллов и мшанок, заключенных в линзовидных прослоях известняков¹. Среди брахиопод определены: *Leptaena rhomboidalis* (Wilck.), *Protoliptostrophia perplana* (Conr.), *Plicochonetes scitulus* (Hall), *Longispina mucronata* (Hall), *Productella subaculeata* (Murch.), *Spinulicosta spinulicosta* (Hall), *Camarotoechia* aff. *sappho* (Hall), *Uncinulus grandis* Bublitschenko in litt., *Atrypa* cf. *vulgaris* Ljasch., *Spinocyrtia audacula* (Conr.), *M. mesacostalis* (Hall), *M. mesacostalis* var. *tricotata* (Rzon.), *Elythina espensis* Kaplun in litt., *E. aydarlensis* Kaplun in litt., *E. aucta* Martynova in litt., *Ambocoelia umbonata*

¹ Остатки фауны из средне- и верхнедевонских отложений определяли М. В. Мартынова (брахиоподы), Т. Т. Шаркова (табуляты), М. М. Смеловская (ругозы), Т. Д. Троицкая (мшанки). Общий анализ фауны произведен М. В. Мартыновой.

(Conr.), *Elytha* cf. *fimbriata* (Conr.), *Athyris spiriferoides* Eaton, *Cryptonella planirostra* Hall.

Большинство видов приведенного комплекса брахиопод распространено в отложениях группы Гамильтон Северной Америки, параллелизуемых с живетским ярусом Европы. Среди них и такие характерные и многочисленные виды, как *Spinocyrtia audacula*, *Longispina mucronata*. Характерно также обилие экземпляров казахстанских видов среднедевонского рода *Elythina*. Кораллы представлены табулятами и ругозами. Из табулят определены: *Thamnopora alta* (Tchern.), *Th. proba acrospina* Dub., *Th. kuznetskiensis* (Tchern.), *Th. barroisi* (Lecompte), *Th. cf. cervicornis* (Blainv.), *Th. angusta* Lecompte, *Th. nicholsoni* (Tchern.), *Th. aff. compacta* Tchud., *Th. aff. irregularis* Lecompte, *Alveolites arbuscula* (Radugin), *A. multispinosus* Dub., *A. suborbicularis* Lamarck, *Placocoenites mutabilis* Scharkova, *P. aff. medius* (Lecompte), *Tyrganolites eugeni* Tchern., *Heliolites* sp. Почти все перечисленные виды распространены в живетском ярусе Кузбасса, а некоторые из них известны и в эйфельском. *Th. angusta* и *Th. nicholsoni* характерны также для живетского яруса Западной Европы. Представители родов *Tyrganolites* и *Heliolites* в отложениях моложе среднего девона не отмечались.

Из ругоз определены: *Lythophyllum striatum* Wdkd, *L. crassoseptatum* Bulv., *L. divisum* Wdkd, *Nardophyllum vermiforme* Soshk., *N. marginatum* (Wdkd), *Heliophyllum juvene* (Rom.), *H. aiense* Soshk., *H. halli* Edw. et H., *Charactophyllum spongiosum* (Schluter), *Altaiophyllum belgebashicum* Ivan., *Nalivkinella hamiltonae* (Hall), *Campophyllum litvinovitshae* Soshk., *Tabulophyllum gorskii* Bulv. Среди перечисленных видов имеются характерные для слоев Гамильтон Северной Америки, живетского яруса Западной Европы, Урала, Кузбасса, Алтая и Тарбагатай. Особенно многочислен *Campophyllum litvinovitshae* — самый характерный вид живетского яруса западного склона Урала, хотя он встречается там и в низах франского яруса. Комплекс ругоз в целом и присутствие в нем представителей родов *Lythophyllum* и *Nardophyllum*, не известных в верхнем девоне, свидетельствует о живетском возрасте отложений. Некоторые виды указывают на верхнюю половину живетского яруса. Так, *Altaiophyllum belgebashicum* известен из слоев с *Euryspirifer cheechiel* Алтая, а *Nardophyllum vermiforme* описан из чувовских слоев Урала.

Из мшанок определены: *Leptotrypa*(?) *nicholsoni* Duncan, *EridotriPELLA devonica* Duncan, *Lioclema minussinense* Moroz., *Paralioclema nodosum* Moroz., *Neotrematopora flexuosa* Troiz., *Fenestella vera* Ulrich, *Hemitrypa devonica* Nekh., *H. bugusunica* Nekh., *Sulcoretepora inventa* Troiz.

Среди перечисленных видов есть характерные для среднего девона Северной Америки (группа Гамильтон) и для верхней половины живетского яруса Минусинской котловины (бейская свита). Особенно широко распространен вид *Hemitrypa devonica*, известный из верхнеживетских отложений Кузбасса, Минусинской котловины, Тарбагатай, Северо-Восточного Китая, Горного Алтая. В Горном Алтае он отмечается и в низах франского яруса.

Из остатков растений в верхнеживетских отложениях встречены *Barrandeina dusliana* (Kr.) Stur, *Lepidodendropsis kazachstanica* Senk., *Gracypophyton archalensis* Senkevitch in litt., *Protopteridium* sp., *Karagandella kabanovii* Jurina. Помимо перечисленных форм, из верхней части живетских отложений гор Иргайлы В. Я. Кошкиным (1961) приводятся *Tomiphyton primaevum* Zal., *Hostimella strectissima* Hoeg, *Protopteridodendron scharianum* Krejčí, *Protopteridium hostimense* Krejčí.

Комплекс растений, по заключению А. Л. Юриной, живетского возраста. В нем, помимо местных форм, содержатся виды как широко распространенные в пределах всего среднего девона (*P. scharianum*), так и характерные для живетского яруса Зап. Германии (*P. hostimense*) и Чехословакии (*B. dusliana*). Местные виды, среди которых наиболее распространен *L. kazakhstanica*, описаны из живетских отложений Казахстана.

Франский ярус

Франский ярус характеризуется двумя типами разрезов: терригенным и вулканогенно-осадочным. Первый распространен на большей части территории, в областях ранневарисцийских поднятий и прогибов, второй — по рекам Керегежал, Ирису и в районе пос. Егендыбулак — в краевой зоне Джунгаро-Балхашской области. Франский ярус согласно с постепенным переходом залегает на живетском ярусе и только в юго-восточной части краевой зоны в его основании наблюдаются разрыв и угловое несогласие. Мощность отложений франского яруса изменяется в пределах от 40 до 1500 м, причем общее увеличение ее происходит в юго-западном направлении.

Разрез терригенного типа описан Е. П. Успенским в верховьях р. Айгыржал-Узен (рис. 21, разр. X). Слои в этом разрезе наклонены к северо-западу под углом 60—70°.

Мощность, м:

- | | |
|---|-----|
| 1. В основании залегают песчаники желто-серые, мелкозернистые известковистые, содержащие остатки: <i>Atrypa subdimidiata</i> Sverbilova, <i>Mucrospirifer mesacostalis</i> (Hall) | 82 |
| 2. Песчаники грубозернистые, среднеслоистые, полимиктовые | 115 |
| 3. Песчаники разномзернистые, тонкоплитчатые, иногда косослоистые, известковистые | 162 |
| 4. Известняки серые, мелкозернистые, грубослоистые, органогенно-детритусовые. В подчиненных прослоях встречаются песчаные известняки и известковистые песчаники. В известняках заключены остатки <i>Mucrospirifer seid</i> (Nal.) | 75 |
| 5. Мелкозернистые известковистые зелено-серые песчаники | 20 |
| Видимая мощность 455 м. | |

В краевой зоне французский ярус четко отделяется от живетского. В юго-восточной части этой зоны и местами в области ранневарисцийских прогибов он делится на две толщи.

Нижняя толща сложена конгломератами, туфогенными песчаниками и алевролитами с прослоями туфов и туффигов дацитового состава. Преобладает зелено-серая окраска пород. Мощность толщи изменчива — от 330 до 1000 м и более. Разрез толщи изучен Е. П. Успенским по правобережью р. Керегежал (рис. 21, разр. IV). На этом участке французские отложения с угловым несогласием залегают на верхнеживетской толще. Последняя круто (80°) падает на юго-запад, в то время, как базальные слои французского яруса наклонены в том же направлении под углом 50—65°.

В юго-западном направлении мощность толщи резко возрастает. В 10 км к югу, по реке Ирису, ее мощность превышает 1000 м. В этом же направлении в составе толщи увеличивается содержание пирокластического материала. В районе горы Бакай нижняя толща французского яруса мощностью 335 м согласно залегает на живетских отложениях, представлена зеленовато-серыми песчаниками с прослоями известняков, в которых заключены многочисленные остатки брахиопод и кораллов.

Фаунистический горизонт, приуроченный к рассматриваемой толще, охарактеризован главным образом брахиоподами. Брахиоподы сосредоточены в отдельных известняковых прослоях и реже встречаются в известковистых песчаниках. Определены: *Cariniferella tioga* (Hall), *Schizophoria* sp., *Plicochonetes scitulus* (Hall), *Pl. nanus* (Vern.), *Productella subaculeata* (Murch.), *Spinulicosta spinulicosta* (Hall), *Camarotoechia irgaylensis* Martynova in litt., *Septalaria semilaevis* (Roem.), *Atrypa subdimidiata* Sverb., *A. cf. vulgaris* Ljasch., *Spinocyrtia ali ali* (Nal.), *Mucrospirifer mucronatus* (Conr.), *M. mesacostalis* (Hall), *M. mesacostalis* var. *tricostata* Ržon., *M. seid* (Nal.), *Theodossia* sp., *Cyrtospirifer* sp., *Cyrtina* cf. *demarllii* Bouch., *Elytha* cf. *fimbriata* (Conr.). Характерной особенностью приведенного комплекса брахиопод является обилие нескольких видов: *Cariniferella tioga*, *Atrypa subdimidiata* и в особенности *Spinocyrtia ali ali*. Появление этих видов, а также представителей верхнедевонского рода *Cyrtospirifer* служит основным признаком при выделении франского яруса в Центральном Казахстане.

Кораллы в нижней толще сравнительно редки. Лишь в разрезе у горы Бакай наблюдался прослой коралловых известняков. Табуляты представлены видами *Crassialveolites cavernosus* (Lecompte), *Pachyfavosites squamatus* Dub. Первый вид распространен в живетском ярусе Арденн и Кузбасса, второй — в низах франского яруса Кузбасса. Ругозы определены как *Phillipsastraea* aff. *filata* (Schloth.). Типичные формы этого вида распространены во франских отложениях Западной Европы, Урала и Рудного Алтая. Из других местонахождений определены франские ругозы: *Macgeea pulchra* Spas., *Tabulophyllum abditum* (Edw. et H.).

Из мшанок определены *Fistulipora subsphaerica* Nekh., *Cyphotrypa definita* Moroz., *Lioclema heitaiense* Yang, *L. numerosum* Moroz., *L. celebratum* Moroz., *Polypora seriktasensis* Troiz., *Hemitrypa bugusunica* Nekh., *Semicoscinium delicatum* Krasnop., *Saffordotaxis parvus* Troiz., *Mediaporenta lenta* Troiz.

Комплекс мшанок состоит в основном из видов, характерных для франских, точнее нижнефранских отложений Горного Алтая, Кузбасса и Тарбагатай, хотя и отличается присутствием видов, распространенных в живетском ярусе указанных районов (*Hemitrypa bugusunica* Nekh.):

Остатки флоры из нижней части франских отложений представлены *Mointina quadripartita* Senk., *Protolipidodendropsis* cf. *pulchra* Hoeg., *Lepidodendropsis vandergrachtii* Jongm., *Knorria* sp., *Cyclostigma* cf. *kiltorkense* Naught. Эти растения определяют возраст в интервале средний — верхний девон.

Комплекс фауны из второго фаунистического горизонта значительно отличается от верхнеживетского. Появление верхнедевонских родов и видов указывает на более молодой, точнее нижнефранский, возраст.

Верхняя толща франского яруса имеет сравнительно ограниченное распространение. Отложения верхней толщи согласно залегают на нижележащих и отличаются от них преобладанием в разрезе тонкообломочных терригенных пород. Они представлены зелеными и серыми тонкослонстыми аргиллитами, алевролитами и песчаниками с редкими линзами серых известняков с фауной. Для терригенных пород очень характерна микрослонистость: горизонтальная и перистая. В алевролитах и аргиллитах встречаются мелкие карбонатные конкреции. Мощность толщи от 400 до 1600 м.

В горах Акбюрат разрез верхней толщи франского яруса имеет

следующее строение (рис. 21, разр. VII), (описание В. С. Попова и Е. П. Успенского):

	Мощность, м
1. В основании толщи залегают алевролиты зеленые, тонкослоистые с остатками брахиопод: <i>Mucrospirifer mucronatus</i> (Congr.), <i>M. mesacostalis</i> (Hall), <i>M. cf. seid</i> (Nal.)	40
2. Песчаники мелкозернистые, тонкослоистые, зелено-серые	35
3. Аргиллиты темно-серые тонкослоистые	140
4. Алевролиты зелено-серые средне- и тонкослоистые, замещающиеся по простиранию в западном направлении мелкозернистыми песчаниками	150
5. Известняки песчанистые серые с остатками брахиопод: <i>Cariniferella tioga</i> (Hall), <i>Schuchertella cf. devonica</i> (Orb.), <i>Plicochonetes nanus</i> (Vern.), <i>Productella subaculeata</i> (Murch.), <i>Spinulicosta spinulicosta</i> (Hall), <i>Sep-talaria semilaevis</i> (Roem.), <i>Spinatrypa</i> sp., <i>Spinocyrtia ali ali</i> (Nal.), <i>Mucrospirifer seid</i> (Nal.), <i>M. mesacostalis</i> (Hall), <i>Elytha fimbriata</i> (Congr.)	15
6. Алевролиты серые и светло-серые с маломощными (1—2 м) прослоями мелкозернистых песчаников	110
7. Алевролиты и аргиллиты желто-серые и серые с линзообразными прослоями мелкозернистых серых полимиктовых песчаников. В алевролитах встречены отпечатки и ядра брахиопод, пелеципод, мшанок. Определены: <i>Lingula cf. galinae</i> Litv., <i>Stropheodonta</i> sp., <i>Cariniferella tioga</i> (Hall), <i>C. carinata</i> (Hall), <i>Plicochonetes nanus</i> (Vern.), <i>Spinulicosta spinulicosta</i> (Hall), <i>Atrypa</i> sp., <i>Spinocyrtia ali medioplicata</i> Martynova in litt., <i>S. ali ali</i> (Nal.), <i>Cyrtospirifer</i> sp ex gr. <i>schelonius</i> Nal.	140
Видимая мощность 630 м.	

В окрестностях Бохтинского массива верхняя толща состоит из фиолетовых и пестроцветных терригенных пород с редкими прослоями песчанистых известняков без фауны. Ее мощность достигает 1600 м.

Органические остатки, собранные в горах Акбюрат, представлены главным образом брахиоподами. Комплекс брахиопод состоит в основном из тех же видов, что и в нижней толще франского яруса, но отличается присутствием нескольких форм, стратиграфически ниже не встреченных или малочисленных, таких, как *Cariniferella carinata*, *Plicochonetes nanus*, *Spinocyrtia ali medioplicata*. Кроме того, увеличивается количество циртоспириферов. Определены также пелециподы: *Leptodesma spinigerum* Hall, *Paleoneilo plana* Hall, *Aviculopecten exacutus* Hall, датирующие возраст отложений в интервале живетский—франский ярусы по заключению Е. И. Баженовой.

Фаменский ярус

Фаменские осадочные и вулканогенно-осадочные отложения распространены в пределах всей территории. Осадочные отложения унаследованы на северо-востоке, где они представлены полимиктовыми песчаниками, известковистыми песчаниками и известняками общей мощностью 240—320 м. В юго-западных и западных районах распространены разрез вулканогенно-осадочного типа. Здесь появляются туфогенные разности песчаников и алевролитов, туффиты и туфы липаритового и дацитового состава. Мощность отложений возрастает до 1000 м и более. Взаимоотношения фаменских отложений с подстилающими толщами в разных районах различны. На большей части территории они залегают на более древних образованиях несогласно, нередко с конгломератом в основании. В области ранневарисийских поднятий в ядрах крупных мульд, таких, как Кайнарская (район пос. Кайнар), фаменские отложения залегают на размытой поверхности франского яруса со слабым угловым несогласием. Однако за пределами мульд в той же зоне они залегают с резким угловым несогласием непосредственно на ордовикских и силурийских породах (район р. Ащису, в 25 км к востоку

от пос. Кайнар). В области ранневарисцийских прогибов, в горах Каракойтас, в районе Кувских гор и в других местах фаменские отложения с отчетливым разрывом залегают на франском ярусе. В краевой зоне Джунгаро-Балхашской области разрыв проявляется менее четко, а в отдельных участках, например в урочище Бестамак, фаменские породы залегают согласно на франском ярусе.

Устанавливаются четыре типа разреза фаменских отложений: карбонатный, терригенно-карбонатный, терригенный и вулканогенно-осадочный.

Разрез карбонатного типа характерен для области ранневарисцийских поднятий. Он изучался Е. П. Успенским и М. В. Мартыновой недалеко от пос. Кайнар, по правобережью р. Карасу. Фаменская толща залегает здесь полого, с углами падения 10—5°. От подошвы к кровле выделяются следующие слои:

Мощность, м

1. Базальные конгломераты зелено-серые, разногалечные с отдельными валунами, выше сменяющиеся мелкогалечными разностями. Гальки состоят из песчаников, кремнистых и вулканогенных пород. Цемент — разнотерристый песчаный материал 70
2. Алевриты и полимиктовые песчаники, серо-зеленые с тонкими (0,5—3 см) линзами зеленоватого кремня, с линзами песчаных известняков мощностью до 2 м. В последних — обильные остатки брахиопод, мшанок, пелеципод, растений плохой сохранности 37
3. Известняки органогенно-обломочные, песчаные с остатками брахиопод 4
4. Песчаники известковые, среднетерристые, с остатками брахиопод 6
- Из слоев 2, 3, 4 определены: брахиоподы — *Mesoplica meisteri* (Pectz), *Yunnanellina* sp., *Cyrtospirifer* cf. *calcaratus* (Sow.), *C. sulcifer* var. *ulentensis* Nal., *C. semisbugensis* Nal., *Palaeospirifer karagatshicus* (Sverbilova), *Athyris angelica* Hall, *A. cf. sulcifera* Nal., *Retzia karagandica* Nal., мшанки — *Lioclema ramosa* Nekh., *Semicoscium praeintermedium* Troiz., *Rhombopora* sp., пелециподы — *Ptychopteria lata* Hall.
5. Известняки зелено-серые и розовые, зернистые, алевритистые, плотные, с прослоями рыхлых криноидных известняков. Многочисленные остатки брахиопод, мшанок, мелких одиночных ругоз, табулят. Определены брахиоподы — *Aulacella interlineata* (Sow.), *Schuchertella* cf. *chemungensis* (Conr.), *Mesoplica* cf. *praelonga* (Sow.), *Praewaagenoconcha speciosa* (Hall), *Yunnanella* sp., *Spinospirifer nuraensis* (Sim.), *Mucrospirifer posterus* (Hall), *Cyrtospirifer sulcifer* var. *ulentensis* Nal., *C. semisbugensis* Nal., *Tenticospirifer* cf. *supervilis* Tien, мшанки — *Fenestella microtuberculata* Nekh., *Rhombopora jameniensis* Nekh., кораллы — *Nalivkinella profunda* Soshk. 49
6. Известняки глинистые, тонкокристаллические, с прослоями органогенно-обломочных известняков 20
7. Известняки алевритистые и глинистые 68
- Из слоев 6, 7 определены брахиоподы: *Praewaagenoconcha speciosa* (Hall), *Mesoplica tasadyrica* (Nal.), *Yunnanella zuleika* (Nal.), *Cyrtospirifer* ex gr. *sulcifer* (Hall), *C. tenisicus* Nal., *C. semisbugensis* Nal., *Mucrospirifer* cf. *hunkur* (Nal.).
8. Известняки розовые и красновато-серые, органогенно-обломочные, кремнистые 2
9. Известняки серые с органогенным детритом 19
10. Известняки органогенно-обломочные, глинистые, с мелкими линзочками кремней. В кровле известняков — тонкие прослои алевритов 11
- Из слоев 8, 9, 10 определены брахиоподы: *Praewaagenoconcha oreliana* (Moell.), *Mesoplica praelonga* (Sow.), *Mucrospirifer posterus* (Hall), *Cyrtospirifer semisbugensis* Nal., *C. cf. sulcifer* var. *ulentensis* Nal., *C. jeffersonensis* Nal. non Weller, *Retzia karagandica* Nal.
11. Известняки органогенно-обломочные и криноидные с остатками фауны: брахиоподы — *Aulacella interlineata* (Sow.), *Mesoplica praelonga* (Sow.), *Cyrtospirifer semisbugensis* Nal., *C. sulcifer* var. *konensis* Martynova, *Spinospirifer nuraensis* (Sim.), *Palaeospirifer karagatshicus* (Sverb.), мшанки — *Intrapora lanceolata* Nekh., *Nicklesepora graciosa* Troiz., кораллы — *Nalivkinella profunda* Soshk. 46

Общая мощность 320 м.

На породах слоя 12 согласно залегают нижнетурнейские известняки.

Фаменский возраст отложений подтверждается составом фаунистического комплекса. В низах разреза (слои 2—4) наряду с преобладающими верхнефаменскими видами брахиопод (*Cyrtospirifer semisbugensis*) содержатся нижефаменские (*Mesoplica meisteri*, *Cyrtospirifer* cf. *calcaratus*). Такой смешанный состав обычен для основания сульфидеровых слоев. Залегающие ниже песчаники и конгломераты могут, следовательно, соответствовать мейстеровским слоям. Комплекс брахиопод из остальной части разреза (слои 5—12) типичен для сульфидеровых слоев. Мелкие ругозы *Nalivkinella profunda* распространены в фаменском ярусе Урала, Тарбагатай и Центрального Казахстана. Пелециподы из слоя 3 *Ptychopteria lata* характеризуют верхнюю часть фаменского яруса. Собранные здесь же остатки растений представлены отпечатками стеблей папоротников фаменского облика.

В области ранневарисийских прогибов распространен терригенно-карбонатный тип разреза фаменских отложений. Наряду с известняками в его строении значительная роль принадлежит полимиктовым известковистым песчаникам. Песчаники появляются в различных частях разреза, образуя иногда довольно мощные (до 15—30 м) пачки. Сами известняки содержат обычно в значительном количестве примесь терригенного материала. В районе пос. Егиндыбулак на размытой поверхности франских отложений залегают серые массивные песчаные известняки с прослоями желто-серых алевролитов, сменяющиеся кверху алевролитами и мелкозернистыми песчаниками. Мощность разреза 280—300 м. Разрез, по данным Р. М. Антоюка, охарактеризован фауной брахиопод. Из нижней части разреза Л. Ф. Харченко определены *Plicochonetes armatus* (Bouch.), *Yunnanellina triequalis* (Goss.), *Cyrtospirifer* cf. *calcaratus* (Sow.), обычные для мейстеровских слоев, из верхней части — *Mesoplica* cf. *praelonga* (Sow.), *Cyrtospirifer semisbugensis* Nal., характерные для сульфидеровых слоев.

В краевой зоне, вдоль ее северо-восточной границы, прослеживается разрез терригенного типа. Здесь, в пределах полосы шириной 6—16 км, фаменский ярус представлен песчаниками, алевролитами, аргиллитами. Известняки образуют маломощные редкие линзы и линзовидные прослои. Мощность фаменских отложений достигает 600—700 м. Они расчленяются на две толщи.

Нижняя толща представлена красноцветными песчаниками, алевролитами и аргиллитами с редкими линзами и линзовидными прослоями известняков. Встречаются прослои и пачки терригенных пород зелено-серой окраски. Мощность толщи до 400 м. Из нижней ее части на правом берегу р. Керегежал собраны многочисленные раковины *Cyrtospirifer calcaratus* (Sow.) — характерного вида мейстеровских слоев.

Верхняя толща фаменского яруса сложена зелено-серыми алевролитами и аргиллитами с редкими прослоями серых глинистых комковатых известняков мощностью 200—400 м. От нижней толщи фаменского яруса она отличается зелено-серой окраской и тонкообломочным составом терригенных пород.

Вулканогенно-осадочный разрез фаменского яруса характеризует юго-западные части краевой зоны. Помимо того, он встречен южнее горы Аркарлы, в районе горы Кень-Тюбе (к северу от Кентского массива) и в верховьях р. Тундык. Мощность фаменских отложений во всех этих районах достигает 1000—1200 м. Они разделяются на две толщи.

В горах Торткуль нижняя толща сложена горизонтально-слоистыми и жосослоистыми песчаниками и алевролитами, видимая мощность которых 550 м. В составе верхней толщи появляется значительное количество вулканогенно-осадочных пород. Ниже приводится разрез этой толщи на южном склоне гор Торткуль по данным Л. В. Белякова. С юго-запада на северо-восток снизу вверх обнажены:

	Мощность, м
1. Туфогенные алевролиты серо-зеленые, тонкослоистые, кремнистые, с раковинистым изломом, согласно залегающие на красноцветных песчаниках нижней толщи фаменского яруса	27
2. Известняки светло-серые, мелкозернистые, комковатые	3
3. Алевролиты зеленые	3
4. Туфы липаритовых порфиров мелкообломочные светлые	10
5. Алевролиты, в низах пачки туфогенные, кремнистые	30
6. Туфы липаритовых порфиров мелкообломочные	14
7. Туфогенные алевролиты светло-зеленые тонкослоистые	50
8. Туфы липаритовых порфиров светло-зеленые мелкообломочные	30
9. Алевролиты зеленые тонкослоистые, известковистые. В основании пачки алевролитов встречены остатки цефалопод <i>Tornoceras beuelense</i> Lange, <i>Platyclymenia</i> sp. и пелеципод <i>Posidonia</i> ex gr. <i>venusta</i> Münst.	240
10. Песчаники полимиктовые, крупнозернистые	5
11. Алевролиты известковистые, в верхней части с прослоями песчаников. В алевролитах заключены остатки брахиопод <i>Aulacella interlineata</i> (Sow.), цефалопод <i>Prionoceras</i> cf. <i>divisum</i> (Münst.), <i>Cymaclymenia</i> sp., <i>Platyclymenia</i> sp., <i>Cyrtoclymenia</i> sp., растений — <i>Tortkophyton globosum</i> Jurina	180
Породы пачки 11 согласно перекрываются песчаниками нижнего турне. Общая мощность верхней толщи около 600 м.	

Названные в описании разреза климении и гониатиты, по заключению Б. И. Богословского, определившего их, указывают на верхнюю половину фаменского яруса, пролобитовую (*Tornoceras beuelense*) и прионощерасовую (*Prionoceras* cf. *divisum*) зоны общепринятого подразделения верхнего девона по цефалоподам. Остальная фауна также свидетельствует о фаменском возрасте отложений.

Границы выделяемых фацialsных зон в рассматриваемой области имеют различный характер. Граница между карбонатным и терригенно-карбонатным типами разрезов четко совпадает с Акбастауским разломом, хотя фацialsные изменения, по-видимому, происходят в пределах достаточно широкой полосы (4—8 км). Границей между терригенно-карбонатными и терригенными типами разреза является Керегжальский разлом. Фацialsные изменения фаменских отложений, происходящие вдоль его шва, совершаются быстро и резко на расстоянии менее 2 км. Переходы от терригенных фаций к фациям вулканогенно-осадочным в краевой зоне постепенные и вряд ли могут быть связаны с тектоническими разрывами. Мощность фаменского яруса закономерно увеличивается в направлении с северо-востока на юго-запад: в пределах области ранневарисцийских прогибов и поднятий она имеет близкие значения — 280—320 м; в краевой зоне, вдоль северо-восточной границы увеличивается до 600—700 м; в юго-западных районах возрастает до 1000—1200 м.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ И ПЕРМСКАЯ СИСТЕМЫ

В пределах описываемой территории распространены морские карбонатные и терригенные отложения турнейского яруса, терригенные прибрежно-морские или лагунно-континентальные отложения нижнего турне и континентальные, преимущественно вулканогенные, образования,

слагающие огромный разрез от среднего визе до нижней перми включительно. Турнейские и нижневизейские отложения по условиям возникновения связаны с девонским осадконакоплением и развиты очень ограниченно. Вулканогенная континентальная серия карбона и нижней перми располагается на подстилающих породах резко несогласно и занимает обширные площади в Токрауской и Северо-Балхашской впадинах. В основу ее расчленения в изученном районе положены данные В. Ф. Беспалова (1956), возрастные же определения выделенных им каркаралинской, калмакэмельской, керегетасской и архарлинской (колдарской) свит несколько изменены в связи с более поздними исследованиями В. Я. Кошкина (1962) и М. И. Радченко (1959).

НИЖНИЙ ОТДЕЛ КАМЕННОУГОЛЬНОЙ СИСТЕМЫ

Турнейский ярус

Отложения турнейского яруса образуют небольшие разрозненные выходы в пределах Акбастауского антиклинория и краевой зоны Джунгаро-Балхашской области. Они содержат фауну нижнего и верхнего подъярусов и согласно залегают на фаменских породах. В Акбастауском антиклинории в составе турнейского яруса большое место занимают известняки и отчасти алевролиты. В Джунгаро-Балхашской области преобладают песчаники и алевролиты. При этом наблюдается увеличение мощности более чем в 5 раз.

В Акбастауском антиклинории характерный разрез нижнего подъяруса был описан М. В. Мартыновой в Кушубайской грабен-синклинали в 1,5 км к юго-востоку от родника Аккудук. На известняки и песчаники фаменского яруса здесь согласно ложатся:

Мощность, м

- | | |
|--|----|
| 1. Глинистые алевролиты табачно-зеленого цвета, тонкоплиточные, с отпечатками члеников криноидей | 40 |
| 2. Известняки темно-серые, пелитоморфные, с прослоями мелкозернистых толстоплиточных известняков. Содержат обильные остатки фауны (мшанки, брахиоподы, криноидеи, пелециподы), из которой определены брахиоподы ¹ : <i>Leptagonia analoga</i> (Phill.), <i>Plicochonetes ornatus</i> (Schum.), <i>Mesoplica</i> (?) <i>borukaevi</i> (Sim.), <i>Ovatia laevicosta</i> (Whate), <i>Marginatia fernglenensis</i> (Well.), <i>Mucrospirifer</i> aff. <i>roemerianus</i> (Kon.), <i>Spirifer missouriensis</i> Swall., <i>Brachythyris peculiaris</i> Schum., <i>Torynifer cooperensis</i> (Swall.), криноидеи: <i>Pentagonocyclicus cavatus</i> Sis., <i>P. ex gr. altaicus</i> Yelt., <i>P. circumvallatus</i> Yelt., <i>Cyclocyclicus</i> aff. <i>volvatus</i> Sis. Падают на северо-восток под углом 70—80° | 50 |
| Общая мощность 90 м. | |

По заключению М. В. Мартыновой, перечисленные брахиоподы характерны для кассинского горизонта нижнетурнейского подъяруса Центрального Казахстана. Криноидеи, по заключению Е. И. Сизовой, указывают на турнейский, вероятнее всего, нижнетурнейский возраст.

В Кайнарской зоне нижнетурнейские отложения залегают почти горизонтально и связаны постепенным переходом с известняками фаменского яруса. Это грубозернистые и массивные карбонатные породы, глинистые, органогенно-обломочные, с линзочками розовых кремней. Содержат остатки брахиопод (сборы Н. А. Севрюгина, определения Э. М. Падве): *Plicochonetes* cf. *ornatus* (Schum.), *Overtonia* cf. *celcarica* Nal., *Marginatia* cf. *fernnglenensis* (Well.). По заключению Э. М. Пад-

¹ Определения произведены М. В. Мартыновой.

ве, комплекс брахиопод свидетельствует о нижнетурнейском возрасте пород. Мощность 20 м.

В краевой зоне наряду с возрастанием мощности нижнего турне разрез становится более терригенным. В узкой синклинали западнее могилы Доумен на фаменские породы согласно ложатся (описание М. В. Мартыновой):

Мощность, м

- | | |
|--|-----|
| 1. Табачно-зеленые плитчатые песчаники, средне- и мелкозернистые, с прослоями алевролитов с остатками флоры плохой сохранности | 70 |
| 2. Алевролиты и алевропелиты с карбонатными конкрециями и ядрами и отпечатками крупных аммоноидей <i>Protocanites</i> (?) sp. и мелких пелеципод: <i>Posidonia</i> (Karadjalia) <i>venustiformis</i> Sad., <i>P.</i> (Karadjalia) aff. <i>marianae</i> Tschern., <i>P.</i> (<i>Posidonia</i>) <i>protobecheri</i> Sad. | 140 |
| 3. Песчаники грубо- и мелкозернистые с преобладанием аркозового материала, прослои массивных полосчатых кремней и мелкообломочных туфов дацитового состава | 100 |
| Общая мощность 310 м. | |

Определявший аммоноидей Б. И. Богословский отмечает, что род *Protocanites* появляется в карбоне. По заключению А. М. Садыкова, пелециподы представлены комплексом видов, характерных для нижнетурнейских посидониевых слоев.

Верхнетурнейские отложения развиты ограниченно. В районе родника Аккудук они надстраивают описанный выше разрез и представлены пачкой зеленых глинистых алевролитов, темно-серых известняков и туфов дацитового состава видимой мощностью 70 м. В известняках содержатся остатки верхнетурнейских брахиопод: *Rugosochonetes transversus* (Nal.), *Marginatia* sp., *Fusella* sp., *Brachythyris suborbicularis* Hall.

Визейский ярус. Нижний подъярус

К нижневизейскому подъярусу относятся черные и желтовато-серые песчаники и алевролиты с прослоями углистых алевролитов и каменных углей. Повсюду они залегают несогласно, с конгломератом в основании на песчаниках и алевролитах фаменского яруса или на мергелях турнейского яруса. По данным Р. М. Антонюка, в 4 км к юго-востоку от Кувского массива, на фаменских песчаниках со следами размыва залегают:

Мощность, м

- | | |
|--|-----|
| 1. Гравийные конгломераты и грубозернистые песчаники желтовато-серого цвета с отпечатками крупных стеблей растений | 30 |
| 2. Пересланвающиеся серые мелкозернистые песчаники, алевролиты и аргиллиты, содержащие остатки <i>Pseudosyrinx plenus</i> (Hall) | 20 |
| 3. Желтовато-серые грубозернистые или среднезернистые песчаники и зеленовато-серые алевролиты. К нижней части пачки приурочены три горизонта углистых аргиллитов мощностью до 5—10 м с маломощными прослоями углей | 60 |
| 4. Желтовато-серые мелкозернистые песчаники и алевролиты с остатками брахиопод: <i>Chonetes ischimicus</i> Nal., <i>Pseudosyrinx plenus</i> (Hall), <i>Buxtonia dengisi</i> Nal. | 120 |
| Общая мощность 230 м. | |

По заключению Л. Ф. Харченко, эти окаменелости характерны для ишмского горизонта нижневизейского подъяруса.

В северной части гор Кадыр нижневизейские отложения выходят на поверхность из-под туфогенных песчаников каркаралинской свиты средневизейско-намюрского возраста. В составе их преобладают темно-серые песчаники, среди которых встречаются прослои пепловых туфов и алевролитов. Подошва нижнего визе в этом районе не вскрыта. Неполная мощность составляет 900 м. По литологическому составу и

внешнему облику отложения нижнего визе этой территории сопоставляются с нижневизейской кемельбекской свитой, выделенной В. Ф. Беспаловым в Северном Прибалхашье.

Визейский ярус. Средний подъярус. — Намюрский ярус. Каркаралинская свита

Каркаралинская свита впервые была описана В. Ф. Беспаловым в Каркаралинском районе (1956). Проведенные нами исследования по-

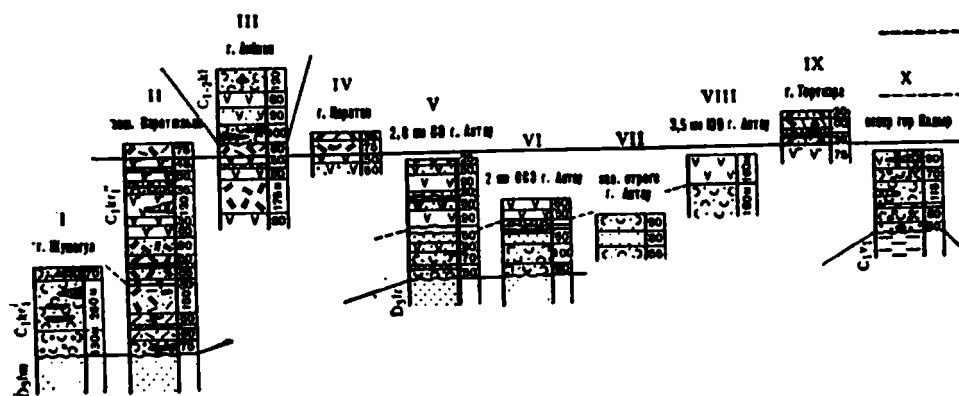


Рис. 22. Схема сопоставления разрезов карка
1 — базальтовые порфириды; 2 — андезито-базальтовые порфириды и туфы; 3 — андезитские брекчии и туфы андезитового состава; 6 — туфы, туффиты, туфогенно-осадочные чини андезито-базальтового состава; 8 — андезито-дацитовые порфириды и туфы; 9 — дава и туффиты; 12 — туфы, туффиты, туфогенно-осадочные породы дацитового состава; става и туфы; 15 — туфы, туффиты, туфогенно-осадочные породы липарито-дацитового состава и туфы, туффиты, туфогенно-осадочные породы липаритового состава; 18 — траконгломераты; 21 — алевролиты и песчаники; 22 — углисто-кремнистые

зволнили разделить ее на нижнюю и верхнюю подсвиты. Нижняя подсвита распространена в Токрауской и Северо-Балхашской впадинах, верхняя подсвита — только в пределах Токрауской впадины.

В Токрауской впадине выходы нижней подсвиты занимают возвышенности с плоскими вершинами и сравнительно крутыми склонами. На подстилающих отложениях подсвита залегает с угловым несогласием. В 2,8 км северо-восточнее вершины Актау А. М. Курчавовым описана следующая последовательность пород (рис. 22, разр. V).

На алевролитах, аргиллитах и песчаниках франского яруса (азимут падения северо-восток $\angle 30-40^\circ$) с резким угловым несогласием илегают:

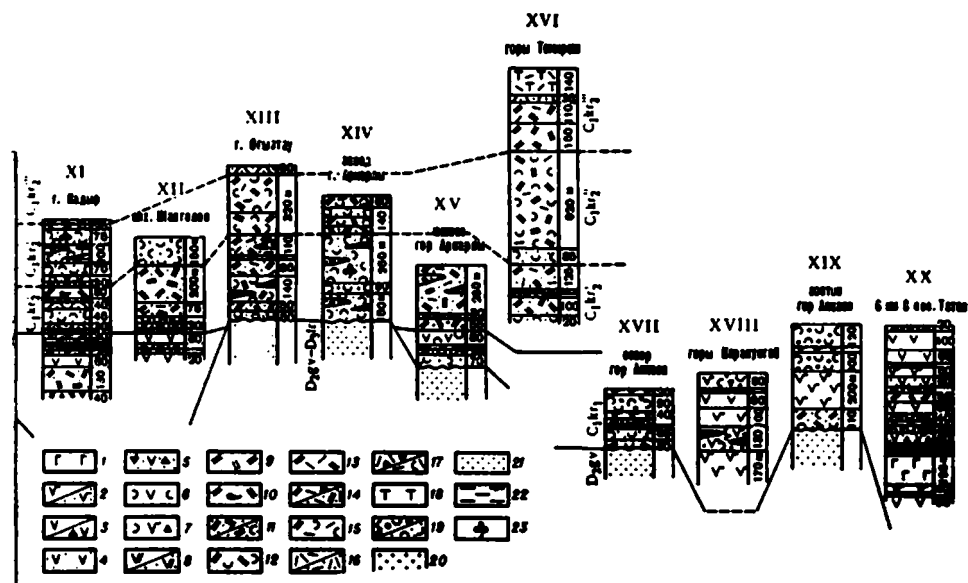
Мощность, м

Нижняя пачка:

1. Пласт разнотернистых туфогенных песчаников с прослоями конгломератов (аз. пад. ЮЮЗ $\angle 20^\circ$). Обломочный материал представлен подстилающими породами, андезито-базальтовыми порфиридами и туфами,

- обломками кристаллов плагиноклаза и кварца и реже обломками гранитов и гранодиоритов. Цемент содержит пепловый материал. Песчаники переходят в конгломераты, иногда в туффиты 50
2. Туфы андезитового состава, тонкообломочные, литокристаллокластические, зеленовато-серые 10
 3. Туфогенные песчаники серые с голубоватым оттенком 70
 4. Туфы андезитового состава, серовато-фиолетовые 50
 5. Аргиллиты серовато-зеленые, неяснослоистые 50

Общая мощность 230 м.



ралинской свиты (составил А. М. Курчавов):

товые порфиры и лавовые брекчи; 4 — туфы андезитового состава; 5 — вулканические породы андезитового состава; 7 — туфогенные конгломераты, туфы и вулканические брекчированные порфиры; 10 — игнибриты дацитового состава; 11 — туфы дацитового состава; 13 — липарито-дацитовые порфиры; 14 — вулканические брекчи липарито-дацитового состава; 16 — липаритовые порфиры и туфы; 17 — вулканические брекчи липаритового хилипаритовые порфиры; 19 — туфогенные конгломераты и туфогенные песчаники; 20 — и глинисто-кремнистые алевролиты; 23 — ископаемая флора

Верхняя пачка:

6. Андезитовые порфиры зеленовато-серые, с вкрапленниками белого плагиноклаза 90
7. Туфы андезито-дацитового состава, серые с зеленоватым или лиловым оттенком 50
8. Аргиллиты черные, плотные, слоистые 30
9. Андезитовые порфиры зеленовато-серые 90
10. Туфы андезитового состава, мелкообломочные 50
11. Базальтовые порфиры, зеленовато-серые 25

Неполная мощность верхней пачки 335 м.

К юго-западу мощность нижней подсвиты сокращается и юго-восточнее Кентского массива (горы Огызтау и Аркарлы) подсвита выпадает из разреза. Южнее гор Аркарлы отложения нижней подсвиты появляются вновь, но при резко сокращенной мощности. Здесь, по данным Н. Р. Асатуллаева и С. Хамзина (рис. 22, разр. XV), она с угловым несогласием залегает на живетско-франских песчаниках и алевролитах и представлена туфогенными песчаниками, конгломератами и

туфами андезитового состава мощностью 190 м. По восточному склону горы Торткара, а также близ северо-восточного и западного окончания Бохтинского массива в верхах верхней пачки появляются андезито-базальтовые порфиристы. Двучленное строение нижекаркаралинской подсвиты можно наблюдать в районе горы Жумагул и зм. Каратюль-ки (рис. 22, разр. I, II).

Нижекаркаралинская подсвита, таким образом, в Токрауской впадине разделяется на нижнюю пачку — туфогенных конгломератов и песчаников с прослоями туфов андезитового состава и алевролитов общей мощностью 230—460 м и верхнюю пачку — андезитовых и андезито-базальтовых порфиритов и туфов с прослоями андезито-дацитовых туфов мощностью 360—600 м. Мощность всей подсвиты колеблется в пределах 600—1100 м.

В Северо-Балхашской впадине нижекаркаралинская подсвита представлена андезито-базальтовыми порфиритами и туфами с прослоями туфогенных конгломератов и песчаников, дацитовых туфов и туффитов общей мощностью до 850 м. На подстилающих девонских отложениях она залегает несогласно, но несогласие выражено менее резко по сравнению с Токрауской впадиной. Разрез подсвиты был описан А. М. Курчавовым в северной части Аккаинской синклинали (рис. 22, разр. XVII):

Мощность, м

На песчаниках и алевролитах живетского яруса (аз. пад. ЮЗ 210, $\angle 20-25^\circ$) с незначительным азимутальным несогласием налегают:	
1. Туффиты дацитового состава нижекаркаралинской подсвиты, вишневые, переходят в туфогенные песчаники (аз. пад. ЮЗ 190, $\angle 20$)	50
2. Туфогенные песчаники, слоистые, вишневые, с округлыми зернами мутновато-прозрачного кварца	55
3. Андезито-базальтовые порфириты	20
4. Туфогенные конгломераты, вишневые	25
5. Андезито-базальтовые порфириты	40
6. Туфогенные конгломераты	90
7. Андезито-базальтовые порфириты	20
Общая мощность 300 м.	

Мощность отложений подсвиты в горах Аккаин меняется в пределах от 300 до 600 м. От гор Аккаин выходы подсвиты протягиваются на юг к горам Каракунгей и пос. Татан (рис. 22, разр. XVIII, XX).

На породах нижней подсвиты верхняя подсвита залегает в общем согласно, однако в горах Огызтау и Аркарлы она перекрывает более древние отложения. Эта подсвита делится на нижнюю пачку — туфов, игнимбритов и туффитов дацитового и липарито-дацитового состава с прослоями дацитовых порфиритов, липарито-дацитовых порфиров и туфопесчаников общей мощностью до 445 м; среднюю пачку — переслаивающихся массивных туфов и туффитов липарито-дацитового, местами липаритового и трахилипаритового состава с подчиненными туфопесчаниками мощностью 370—680 м и верхнюю пачку — пород дацитового, липаритового и трахилипаритового состава с прослоями туффитов и туфоконгломератов мощностью 190—900 м.

Наиболее полный разрез подсвиты наблюдается по восточному обрамлению Кентского массива. Здесь, по данным Н. Р. Асатуллаева, Н. М. Исаева и С. Хамзина, в 7,5 км юго-юго-западнее гор Кадыр на нижекаркаралинской подсвите (рис. 22, разр. XI) залегают туфогенные песчаники и туфы липарито-дацитового, липаритового состава мощностью 240 м нижней пачки подсвиты. Выше залегает средняя пачка, представленная массивными туффитами и туфами липарито-дацитового состава и туфогенными песчаниками мощностью 320 м; в вер-

хах пачки наблюдаются прослои алевролитов с флорой: *Caulopsis punctata* Goth. et Hart., *Lepidodendron* sp., *Knorria* sp., *Mesocalamites* sp. (определения М. И. Радченко), которая позволяет рассматривать возраст вмещающих пород, как, вероятно, нижнекаменноугольный. Выше горизонта с флорой залегают липаритовые и дацитовые туфы верхней пачки.

Южнее, в районе горы Огызтау, нижнекаркаралинская подсвита исчезает из разреза и на девонские породы налагает непосредственно верхняя подсвита. Здесь, в 2,5 км юго-юго-западнее вершины Огызтау, наблюдается следующий разрез (рис. 22, разр. XIII):

На песчаниках и алевролитах живетского и франского ярусов, наклоненных на северо-северо-восток под углом 30—40° с угловым несогласием налегают:

Мощность, м

Нижняя пачка:

- | | |
|---|-----|
| 1. Туфогенные песчаники темно-серые, переслаивающиеся с туффитами зеленовато-серого цвета (аз. пад. ССВ, 25—15) | 50 |
| 2. Туфы дацитового состава зеленовато-серые | 50 |
| 3. Туффиты с прослоями туфов и игнимбритов дацитового состава, серовато-сиреневые | 140 |
| 4. Туфы липарито-дацитового состава с прослоями туфогенных песчаников | 85 |
| 5. Дацитовые порфириты серо-фиолетовые | 10 |
| 6. Туфы липарито-дацитового и дацитового состава с прослоями дацитовых порфиритов и туффитов | 110 |
| Общая мощность 445 м. | |

Средняя пачка:

- | | |
|---|-----|
| 7. Толща массивных плотных туфов и туффитов липарито-дацитового, а в низах — дацитового состава, темно-серых, иногда с лиловым оттенком | 320 |
|---|-----|

Верхняя пачка:

- | | |
|--|----|
| 8. Туфы липаритового состава, светло-серые | 50 |
|--|----|

Севернее мощность верхней пачки достигает 500 м. Общая мощность подсвиты в приведенном разрезе составляет 815 м, а с учетом увеличения мощности верхней пачки к северу — 1250 м.

В юго-западных отрогах гор Аркарлы в туфогенных песчаниках верхов нижней толщи в 300 м выше подошвы разреза (рис. 22, разр. XIV) В. Ф. Беспаловым была собрана визейско-намурийская флора: *Asterocalamites scrobiculatus* (Schloth.) Zeil., *Caenodendron primaevum* Zal., *Knorria* sp. (определение М. И. Радченко).

Верхнекаркаралинская подсвита характеризуется преобладающей ролью пирокластических образований и подчиненным развитием лав. В низах подсвиты состав пород дацитовый, реже липарито-дацитовый. Средняя часть отвечает липарито-дацитам с подчиненным развитием дацитовых и трахилипаритовых разновидностей. Верх подсвиты слагается преимущественно породами липаритового состава с отклонением до трахилипаритового и дацитового. Такая тенденция к «раскислению» вверх по разрезу наблюдается и в окрестностях Кентского массива и в горах Темирши. Выделенные три пачки отвечают отмеченному выше делению по кислотности.

Возраст каркаралинской свиты устанавливается на основании стратиграфического положения, находок растительных остатков и сопоставления со смежными районами. Растительные остатки были обнаружены В. Ф. Беспаловым на юго-западном склоне гор Аркарлы (определение М. И. Радченко): *Asterocalamites scrobiculatus* (Schloth.) Zeil., *Caenodendron primaevum* Zal., *Knorria* sp. В верхней подсвите, в верхах средней пачки, ископаемая флора была обнаружена Н. Р. Асатуллаевым, Н. М. Исаевым и С. Хамзиним (1962 г., горы Кадыр): *Caulopsis punctata* Goth. et Hart., *Lepidodendron* sp., *Knorria* sp., *Me-*

socalamites sp. (определения М. И. Радченко). Растительные остатки в каркаралинской свите были обнаружены Н. Р. Асатуллаевым также западнее описываемой территории, в районе гор Сарыгульжан: *Calamites cistiformis* Star., *Lepidodendron* aff. *vertheimii* (Sternb.), *Calamites* sp., *Sublepidodendron* cf. *Neuburgii* Radtsch. (определения М. И. Радченко).

Из приведенного комплекса *Caenodendron primaevum* Zal. характерный визейско-намюрский вид Караганды и Южной Джунгарии; *Asterocalamites scrobiculatus* (Schloth.) — характерный вид от турне до нижнего намюра включительно в СССР, Западной Европе и Азии.

По мнению М. И. Радченко (1959), возраст каркаралинской свиты — в пределах верхнего визе — нижнего намюра включительно. По данным В. Я. Кошкина (1962), каркаралинская свита включает в себя также и средневизейские слои. Исходя из этих данных, а также из того, что растительные остатки были собраны из верхней подсвиты, наиболее вероятная возрастная датировка каркаралинской свиты может быть дана в пределах среднего визе — низов намюрского яруса.

Жерловые и субвулканические образования средневизейского-намюрского возраста

С эффузивной деятельностью, приведшей к накоплению пород каркаралинской свиты, связаны субвулканические и жерловые образования.

Остатки вулканических аппаратов, в которых жерловый комплекс находится в секущих соотношениях со слонстыми покровными залежами, представляют собой тела, сложенные флюидальными или сферолитовыми породами, а в краевых частях — лавовыми брекчиями кислого состава. Вмещающие породы на контакте с ними брекчированы. Наибольшее количество жерловин встречено юго-западнее Темиршинского гранитного массива среди верхнекаркаралинской подсвиты. Тела в плане изометричные (с поперечником до 2,5 км) или вытянутые до 4 км при ширине 1 км. Направление флюидалности в общем согласно простиранию тела, падение ее крутое до вертикального. Все эти жерловины являлись подводящими каналами для эффузивов верхнекаркаралинской подсвиты. В сложении пород липаритового, липарито-дацитового и трахилипаритового состава участвуют плагиоклаз, кварц, калиевый полевой шпат, биотит; вторичные минералы представлены хлоритом, серицитом, сосюритовыми и пелитовыми чаштицами. Общая структура пород порфировая. Вкрапленники представлены плагиоклазом, кварцем, калиевым полевым шпатом. Преобладает плагиоклаз. Основная масса сложена плагиоклазом, кварцем, калиевым полевым шпатом, биотитом и имеет обычно флюидальную текстуру. Среди ее первичных структур сохраняются микролитовые и микрофельзитовые, при дальнейшей перекристаллизации которых образуется микропиклобластовая структура, иногда сферолитовая.

Субвулканические образования представлены базальтовыми и андезито-базальтовыми порфиритами, связанными с нижнекаркаралинской подсвитой, а также дацитовыми порфиритами, липарито-дацитовыми и липаритовыми порфиритами верхнекаркаралинской подсвиты. Они слагают дайкообразные тела протяженностью в несколько сотен метров и изменчивой мощности, или штоки, диаметр которых в ряде пунктов достигает 2 км. Сложены они лавами, идентичными покровным образованиям.

Петрографическая характеристика пород средневизейского — намюрского возраста

Среди пород нижнекаркаралинской подсвиты и связанных с ней субвулканических образований преобладают базальтовые и андезитобазальтовые порфириты, андезитовые порфириты, туфы, туфогенно-осадочные разности. Верхнекаркаралинская подсвита, ее жерловый и субвулканический комплекс представлены дацитовыми порфиритами, липарито-дацитовыми, липаритовыми и трахилипаритовыми порфиритами, а также их туфовыми и туффитовыми разностями. Силикатные анализы (табл. 5) показали в отдельных случаях отклонение андезитовых (анализ 8) и дацитовых разностей (анализы 24, 25) в сторону трахитов, а также несколько повышенное содержание щелочей по сравнению с нормальным в липаритовых разностях. Однако такие породы присутствуют в подчиненном количестве и в целом не характерны для свиты.

Базальтовые и андезитобазальтовые порфириты сложены плагиоклазом, пироксеном, роговой обманкой, в единичных случаях оливином, апатитом, сфеном, магнетитом. Из вторичных минералов развиты хлорит, эпидот, соссюрит, серицит, карбонат, гематит.

Общая структура породы порфировая. Структура основной массы офитовая или интерсертальная, реже гналопилитовая. В андезитобазальтовых разностях основная масса пилотакситовая или гналопилитовая. Степень изменения кристаллов плагиоклаза в породах различных тектонических зон различна. Для пород Токрауской впадины характерен «замутненный» облик плагиоклаза; нередко альбитизированные кристаллы, но встречаются и слабо измененные. Породы Северо-Балхашской впадины характеризуются более «свежим», неизмененным обликом кристаллов плагиоклаза, пироксена и роговой обманки. Пироксен и роговая обманка иногда слабо хлоритизированы. Плагиоклаз соссюритизирован, серицитизирован, карбонатизирован, но степень его изменения невелика. Нередки совершенно не затронутые вторичными процессами кристаллы.

Андезитовые порфириты разделяются на плагиоклазовые, роговообманково-плагиоклазовые и пироксен-плагиоклазовые с преимущественным распространением первых. Порода состоит из плагиоклаза, пироксена, роговой обманки, апатита, сфена, магнетита; вторичные минералы представлены хлоритом, эпидотом, соссюритом, серицитом, карбонатом. Общая структура пород порфировая. В основной массе преобладают микролиты плагиоклаза, погруженные в полупрозрачный агрегат разложенного вулканического стекла. Структура основной массы реликтовая, гналопилитовая или пилотакситовая. Первые минералы значительно изменены. Плагиоклаз подчас нацело альбитизирован, чаще нацело замещен соссюритом, серицитом, карбонатом.

Туфы андезитового и андезитобазальтового состава представляют собой зеленовато-серые породы, состоящие из остроугольных обломков кристаллов плагиоклаза и обломков эффузивов. Цемент — тонкозернистый полупрозрачный агрегат хлорита, эпидота, кварца. Структура литокристаллокластическая или кристаллолитокластическая.

Туфогенные песчаники и конгломераты обычно серого или темно-серого цвета, часто с зеленоватым или лиловым оттенком. В составе обломков отмечаются аргиллиты, алевролиты и песчаники девонского возраста, андезитовые и андезитобазальтовые порфириты,

Силикатные анализы вулканогенных пород карбона и перми

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	P ₂ O ₅	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₂	п.п.п.	Σ	H ₂ O
1	49,75	0,72	—	16,78	4,53	6,05	0,71	6,53	8,55	4,11	0,18	—	1,36	99,46	0,13
2	59,29	0,67	—	18,47	5,20	2,28	0,40	0,61	4,54	4,32	2,64	—	1,16	99,58	—
3	51,96	1,22	—	16,84	5,80	2,62	0,19	2,86	5,68	4,59	2,04	—	5,26	99,06	0,22
4	65,24	0,64	—	16,28	2,42	1,88	0,08	0,40	2,00	4,05	4,20	—	2,12	99,31	—
5	59,66	0,52	0,41	17,81	4,45	1,65	0,87	0,94	7,55	1,67	3,75	—	0,68	99,96	0,37
6	57,80	0,47	0,32	15,97	1,57	4,89	1,06	1,55	8,80	1,97	2,64	—	3,70	100,74	0,32
7	58,24	0,50	0,31	16,71	3,06	3,02	0,19	2,69	5,70	4,00	2,33	—	3,41	100,16	0,35
8	55,28	0,47	0,43	18,59	3,45	2,52	0,29	2,55	5,30	5,35	2,94	—	2,83	100,00	0,35
9	54,66	0,54	0,43	17,55	4,49	5,54	0,97	4,00	3,55	4,46	1,61	—	2,88	100,68	0,41
10	62,62	0,48	0,39	17,48	3,76	3,09	0,16	1,57	1,50	3,16	2,74	—	2,62	99,57	0,45
11	53,96	0,56	0,37	17,15	8,11	2,88	0,12	1,86	3,95	3,72	5,01	—	1,69	99,38	0,30
12	49,34	0,75	0,46	18,65	5,68	4,24	0,50	5,14	10,05	3,01	1,36	сл.	1,28	100,46	0,31
13	57,70	0,55	0,52	18,82	5,08	2,80	0,60	0,74	4,95	4,01	3,70	0,02	0,91	100,40	0,28
14	59,28	0,44	0,36	15,94	5,91	2,45	0,68	1,12	6,35	3,06	3,45	сл.	1,08	100,12	0,23
15	69,04	0,48	0,38	14,86	0,13	2,30	0,06	0,45	2,30	1,13	7,61	—	0,74	99,48	0,28
16	72,02	0,18	0,06	15,27	сл.	2,88	0,14	0,21	1,25	4,57	2,64	—	0,53	99,75	0,30
17	72,62	0,22	0,03	15,0	2,0	0,69	0,014	0,15	0,90	4,00	4,9	0,008	0,70	100,62	0,08
18	75,26	0,15	0,02	14,03	сл.	1,29	0,06	0,30	1,00	2,26	4,82	0,04	1,21	100,44	0,36
19	72,36	0,32	—	13,57	1,57	0,87	0,08	0,61	1,05	4,32	4,96	—	0,82	100,57	0,04
20	71,64	0,27	—	14,67	1,27	1,07	0,09	0,43	0,72	4,08	5,60	—	0,04	100,36	0,48
21	74,41	0,25	—	13,0	0,76	0,89	0,08	0,32	1,30	4,00	5,28	—	0,05	100,77	0,40
22	75,12	0,16	—	13,49	0,29	0,60	0,04	0,10	0,33	4,08	4,96	—	0,15	99,89	0,57
23	71,68	0,21	—	14,70	0,60	0,89	0,08	сл.	1,00	3,40	6,60	—	0,12	99,76	0,48
24	66,01	0,49	0,10	13,14	4,72	0,29	0,11	0,39	3,26	3,82	3,80	0,08	3,01	99,41	0,20
25	65,78	0,33	0,13	16,46	2,92	0,90	0,11	0,84	3,20	4,65	3,02	0,11	1,52	100,15	0,18
26	61,30	0,49	0,20	14,91	3,51	1,17	0,10	3,07	3,82	3,90	2,92	0,27	3,52	99,44	0,26
27	56,10	0,88	0,21	16,01	2,53	3,42	0,10	4,07	5,40	3,22	1,95	0,18	4,30	99,27	0,17
28	71,74	0,30	0,05	14,30	1,33	1,28	0,07	0,40	0,57	2,07	5,55	0,11	1,37	99,25	0,11
29	69,47	0,38	0,11	14,26	1,96	0,66	0,06	0,43	1,84	4,08	3,96	0,17	1,82	99,32	0,12
30	70,84	0,37	—	14,69	1,12	1,28	0,08	0,40	1,18	4,24	4,48	—	0,09	99,48	0,71
31	51,12	1,36	0,28	19,12	7,27	2,61	0,15	3,40	5,40	4,35	2,32	—	2,22	99,60	0,52
32	52,22	1,40	0,28	18,50	7,45	2,34	0,17	3,26	7,15	3,85	0,91	—	2,92	100,45	0,46
33	57,59	0,67	0,44	17,02	2,64	4,30	0,09	3,12	3,97	4,61	2,07	—	3,22	99,74	—
34	74,98	0,10	0,11	14,38	сл.	1,61	0,08	0,50	0,22	3,47	3,61	—	0,77	99,83	0,37
35	74,10	0,10	0,17	14,42	0,29	1,34	0,10	0,65	1,05	4,32	3,13	—	0,60	100,27	0,42

36	58,84	0,44	0,26	16,49	1,43	4,39	0,09	2,77	5,90	3,04	2,89	—	—	—	96,54	0,32
37	55,78	0,56	0,35	18,65	3,71	3,53	0,13	3,89	7,15	3,17	1,01	—	—	—	97,93	0,33
38	66,64	0,34	0,21	16,00	1,29	1,51	0,06	0,84	3,40	4,57	4,00	—	—	—	98,86	0,17
39	54,74	0,60	0,36	18,87	2,85	4,97	0,11	3,82	8,70	3,23	1,53	—	—	—	99,78	0,14
40	61,52	0,55	0,41	18,31	2,08	2,59	0,15	2,12	5,70	3,74	1,62	—	—	—	99,79	0,13
41	57,72	0,65	—	18,40	3,08	4,70	0,15	3,37	4,80	3,74	0,84	0,02	0,08	0,08	100,25	2,62
42	60,54	0,64	—	17,27	4,53	1,46	—	2,35	2,76	5,05	0,30	—	—	—	99,7	0,10
43	50,12	0,83	—	18,89	10,14	0,49	0,15	5,76	7,63	1,53	3,04	—	—	—	100,48	0,46
44	65,58	0,64	—	16,52	1,28	1,28	0,09	0,85	2,44	4,96	4,88	—	—	—	100,49	1,28
45	67,64	0,54	—	17,02	1,10	2,82	0,10	1,16	1,08	3,42	4,40	—	—	—	99,68	0,40
46	63,20	0,53	—	17,12	1,69	2,02	—	2,32	4,55	4,91	4,20	—	—	—	100,25	1,54
47	70,08	0,49	—	15,24	1,52	0,50	—	0,36	1,55	4,48	4,80	—	—	—	99,98	0,12
48	52,73	0,99	0,28	18,15	5,83	2,82	0,11	3,80	6,12	3,97	1,71	—	—	—	99,28	0,23
49	59,12	0,60	—	18,12	4,31	1,88	0,11	1,65	7,11	4,32	1,92	—	—	—	100,77	0,09
50	52,9	0,9	—	18,44	5,29	3,83	0,28	3,72	9,07	2,8	1,0	—	—	—	99,12	—
51	60,85	0,9	0,16	17,64	3,58	2,17	0,13	3,05	5,09	3,7	2,1	0,02	0,03	0,02	100,28	0,14
52	59,28	0,75	0,14	16,5	3,21	2,87	0,14	2,39	5,49	3,1	2,6	0,02	0,02	0,02	99,0	0,15
53	64,39	0,56	0,23	15,76	3,79	1,62	0,2	1,32	4,32	3,98	3,24	—	—	—	100,84	0,36
54	54,81	0,95	0,29	18,65	3,5	3,96	0,25	2,79	7,61	3,2	3,85	—	—	—	99,89	0,1
55	69,49	0,37	0,10	15,07	1,75	1,85	0,08	0,63	1,75	4,48	3,2	—	—	—	99,70	0,45
56	72,06	0,28	0,05	13,99	1,31	2,07	0,07	0,13	0,88	4,27	4,52	—	—	—	99,77	0,50
57	73,68	0,18	0,12	14,45	0,70	0,57	0,12	0,34	0,95	4,26	3,97	—	—	—	100,00	0,18
58	72,58	0,16	0,04	15,00	0,98	0,43	0,07	0,16	1,15	3,96	5,08	—	—	—	99,61	0,21
59	67,36	0,34	0,18	16,14	1,29	1,73	0,15	1,10	2,60	5,12	2,66	—	—	—	99,52	0,13
60	70,77	0,41	—	14,56	1,10	1,79	0,04	0,37	1,22	4,86	4,50	—	—	—	99,92	0,10
61	72,33	0,37	—	15,75	1,44	1,22	0,02	0,37	0,52	4,52	4,38	—	—	—	100,92	0,75
62	69,07	0,41	—	15,17	1,62	2,14	0,088	0,63	1,92	4,72	3,78	—	—	—	99,54	0,55
63	73,33	0,28	—	14,63	1,36	1,29	0,024	0,37	0,52	3,71	4,68	—	—	—	100,49	0,60
64	74,25	0,22	0,04	14,02	2,56	1,21	0,04	0,15	1,10	4,1	4,3	—	—	—	101,32	0,07
65	69,54	0,28	0,09	15,22	1,44	2,64	0,04	1,89	1,58	4,42	3,28	—	—	—	100,71	0,18
66	71,64	0,33	0,07	14,39	1,31	2,43	0,04	0,88	0,88	4,88	3,80	—	—	—	100,43	0,53
67	71,42	0,28	0,06	14,71	1,60	0,72	0,05	0,76	1,40	4,41	4,28	—	—	—	100,30	0,46
68	69,48	0,32	0,08	15,10	1,96	2,28	0,02	1,26	1,41	4,64	4,04	—	—	—	100,96	0,15
69	71,17	0,20	0,04	15,31	0,99	1,25	0,06	0,49	1,03	4,62	5,25	—	—	—	100,41	0,34
70	70,3	0,34	0,10	14,98	1,65	1,21	0,06	0,49	1,73	4,87	4,80	—	—	—	100,53	0,44
71	70,31	0,44	0,08	15,64	2,01	0,38	0,02	0,34	0,90	3,93	4,93	—	—	—	100,45	0,16
72	74,78	0,22	0,03	12,80	1,55	0,22	0,04	0,18	0,32	3,90	4,42	—	—	—	99,35	0,12
73	67,04	0,49	0,15	15,60	3,04	0,72	0,07	0,98	2,42	4,67	2,70	—	—	—	99,35	0,20
74	75,20	0,18	0,09	14,46	сч.	1,47	0,09	0,67	0,35	3,85	4,05	—	—	—	100,64	0,12
75	70,00	0,48	0,11	15,30	0,61	2,27	0,13	0,67	1,55	4,06	4,04	—	—	—	99,77	0,18
76	73,20	0,24	0,09	14,20	0,68	1,54	0,13	0,47	0,10	4,09	4,44	—	—	—	99,62	0,22
77	70,12	0,42	0,13	15,00	1,01	2,54	0,16	0,46	1,34	4,05	4,34	—	—	—	100,16	0,21

Продолжение табл. 5

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	P ₂ O ₅	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₂	п.п.п.	Σ	H ₂ O
78	65,38	0,60	0,25	17,23	0,84	3,21	0,16	1,08	3,54	4,18	3,08	—	0,56	100,11	0,20
79	63,81	0,58	0,17	15,68	3,22	1,50	0,14	1,72	4,38	3,19	4,28	0,17	1,48	100,51	0,19
80	69,64	0,41	—	14,97	1,88	0,74	0,06	0,47	1,18	4,32	5,60	—	0,14	99,76	0,42
81	73,26	0,30	—	15,05	1,12	0,16	—	0,17	0,59	4,20	4,64	—	0,72	100,4	0,20
82	73,56	0,32	—	13,63	0,71	0,94	0,06	0,58	1,31	4,48	3,52	—	—	99,7	0,53
83	69,82	0,35	—	17,01	3,17	1,69	0,12	2,82	4,96	2,94	2,66	—	0,08	100,2	0,6
84	64,74	0,29	—	19,55	2,03	0,88	0,18	0,82	4,0	3,73	2,85	—	0,26	100,5	2,18
85	72,18	0,25	0,06	14,70	2,40	0,86	0,08	0,45	1,40	4,2	4,2	0,008	1,27	101,31	0,11
86	70,71	0,40	0,08	14,69	3,21	1,15	0,08	0,45	1,60	4,4	3,9	0,008	1,37	101,04	0,13
87	73,24	0,09	0,06	13,69	1,94	2,52	0,05	—	1,39	4,11	3,69	—	—	100,78	0,17
88	61,47	0,49	0,18	16,40	2,96	3,28	0,06	2,85	4,33	3,10	2,76	—	1,28	99,16	0,64
89	61,18	0,47	0,19	15,82	2,98	3,04	0,06	2,34	4,48	3,10	3,60	—	2,90	100,36	0,45
90	62,34	0,48	0,22	16,70	3,80	1,97	0,06	2,10	4,33	3,78	2,64	—	1,82	100,24	0,69
91	73,22	0,19	0,07	13,98	1,00	0,90	0,06	0,99	1,04	4,18	4,68	—	0,59	100,92	0,40
92	60,24	0,45	0,32	17,43	2,47	2,30	0,10	2,25	5,55	3,25	2,48	—	—	96,84	0,21
93	77,42	0,08	0,06	12,60	0,05	0,72	0,07	0,11	0,50	3,06	4,57	сл.	0,70	99,94	0,18
94	72,96	0,18	0,12	14,53	0,62	0,86	0,10	0,36	1,60	5,36	2,63	0,02	0,89	100,18	0,15
95	77,26	0,08	0,06	12,57	0,18	0,57	0,08	0,13	0,80	4,22	2,84	0,04	0,70	99,53	0,16
96	53,38	0,16	0,04	19,72	3,01	4,40	0,04	3,75	10,80	2,71	0,66	—	—	98,67	0,22
97	64,57	0,77	—	16,47	3,60	1,68	0,06	1,02	2,27	4,45	2,64	—	2,37	99,91	—
98	71,76	0,28	—	14,30	1,42	0,42	—	0,34	0,80	4,70	5,10	—	0,14	99,79	0,43
99	71,32	0,30	—	15,23	1,68	0,32	—	0,36	0,96	4,64	4,32	—	0,15	99,8	0,40
100	67,84	0,49	0,15	15,64	2,24	1,52	0,11	1,01	2,67	3,82	2,90	0,03	0,84	99,35	0,09
101	67,84	0,47	0,10	15,81	1,84	1,33	0,08	0,94	2,75	5,02	3,45	—	0,62	100,34	0,09
102	76,67	0,14	0,01	11,77	1,00	0,24	0,03	0,05	0,47	4,35	4,57	сл.	0,16	99,56	0,06
103	73,44	0,33	—	14,92	1,37	0,08	—	0,13	0,23	3,92	5,28	—	0,68	100,41	0,12
104	73,96	0,33	—	14,25	1,25	0,16	—	0,20	0,56	3,36	4,80	—	1,08	99,9	0,04
105	73,32	0,30	—	13,93	1,08	0,16	—	0,21	1,02	4,24	4,60	—	0,72	99,9	0,12
106	70,48	0,35	—	15,85	2,66	0,49	0,04	0,54	0,48	3,45	4,85	—	4,00	99,5	0,24
107	68,72	0,35	—	16,02	1,52	2,39	0,08	0,83	0,85	5,78	4,04	—	4,00	100,48	0,2
108	61,68	0,47	—	19,17	1,81	3,0	0,08	1,41	3,65	5,12	2,79	—	0,44	100,6	0,44
109	68,82	0,30	—	16,24	1,10	1,63	0,09	0,62	1,82	5,30	4,24	—	0,02	100,6	0,48
110	73,32	0,30	—	14,68	1,20	0,24	—	0,08	0,42	3,76	4,32	—	1,12	99,9	0,04
111	70,56	0,33	—	15,55	1,33	0,68	—	0,39	1,00	4,88	4,32	—	0,30	99,8	0,50
112	68,28	0,29	—	17,54	1,59	2,32	0,18	0,47	1,90	3,72	4,32	—	—	100,7	0,06
113	71,72	0,32	—	13,86	1,80	0,74	0,04	0,43	1,0	4,08	5,0	—	0,14	99,54	0,52

114	72,38	0,30	0,15	14,32	0,91	1,47	0,12	1,37	1,68	2,70	3,90	—	0,84	100,14	0,23
115	72,31	0,30	0,05	13,85	1,90	0,39	0,07	0,39	0,38	3,60	6,20	—	0,77	100,09	0,25
116	71,20	0,36	0,11	14,81	2,79	0,36	0,06	0,26	0,36	4,32	5,20	0,04	0,89	100,76	0,14
117	71,79	0,46	0,03	14,10	2,53	0,64	0,05	0,46	0,20	1,84	5,83	0,01	1,42	99,36	0,88
118	67,06	0,63	0,14	16,08	3,01	0,89	0,06	0,25	1,07	3,96	5,40	0,14	1,05	99,74	0,15
119	63,64	0,55	0,16	17,06	5,20	0,28	0,02	0,23	0,81	5,60	5,20	0,03	0,70	99,48	0,19
120	63,02	0,60	0,32	16,26	5,48	0,81	0,11	1,02	3,55	3,18	4,93	0,10	1,46	100,84	0,08
121	62,62	0,38	0,29	18,30	4,22	0,92	0,15	1,15	0,80	7,80	2,08	0,03	1,18	99,92	0,37
122	61,37	0,64	0,12	16,47	3,36	2,68	0,11	2,78	3,65	3,71	4,20	—	1,27	100,58	0,29
123	57,26	0,73	0,3	16,53	5,27	1,98	0,12	4,56	6,25	2,82	0,70	сл.	3,37	99,89	0,38
124	56,62	1,25	0,5	17,23	5,99	0,63	0,18	0,86	6,37	4,50	2,00	0,04	3,33	99,46	0,21
125	56,16	0,72	0,48	17,49	4,39	2,20	0,16	1,30	6,75	3,24	3,80	0,02	2,79	99,50	0,63
126	55,95	0,94	0,27	16,32	5,39	1,74	0,28	2,53	6,56	4,13	3,36	—	1,28	100,03	0,32
127	55,55	1,08	0,38	17,14	6,65	1,80	—	4,98	4,67	4,66	0,54	—	3,09	100,54	1,00
128	53,71	0,97	0,37	17,11	7,81	1,01	0,10	2,97	5,58	4,32	2,16	—	3,09	99,20	0,49
129	52,80	1,32	0,5	18,39	5,43	1,24	0,14	2,30	6,68	4,62	2,59	—	1,73	99,47	0,65
130	49,10	0,85	0,35	17,18	11,37	1,97	0,10	3,59	7,82	3,24	0,96	0,24	4,14	100,92	0,68

Примечание. 1—35 — анализы пород каркаралинской свиты: 1 — базальтовый порфирит, гора Актау; 2 — туф андезитового состава, гора Актау; 3 — измененный базальтовый порфирит, гора Керегежал; 4 — игнимбрит трахидацитового состава, гора Керегежал; 5 — туф андезитового состава, гора Актау; 6 — андезитовый порфирит, гора Актау; 7 — андезитовый порфирит, гора Аксоран; 8 — трахиандезитовый порфирит, гора Аксоран; 9 — андезито-базальтовый порфирит, гора Торткара; 10 — измененный андезито-базальтовый порфирит, гора Аксоран; 11 — андезитовый порфирит, субвулкан, гора Торткара; 12 — андезитовый порфирит, гора Актау; 13, 14 — туф андезитового состава, гора Актау; 15 — туф липарито-дацитового состава, гора Торткара; 16 — игнимбрит липаритового состава, гора Торткара; 17 — липаритовый порфир, жерло, свх. им. Фрунзе; 18 — туф липаритового состава, гора Аксоран; 19—23 — трахилипаритовый порфир, мог. Мереган; 24, 25 — трахидацитовый порфир, гора Кадыр (Беспалов, 1962); 26 — андезито-дацитовый порфирит, горы Торткуль (Беспалов, 1962); 27 — андезитовый порфирит, гора Кадыр (Беспалов, 1962); 28 — липаритовый порфир, гора Аркарлы (Беспалов, 1962); 29 — липарито-дацитовый порфир, гора Аркарлы (Беспалов, 1962); 30 — липаритовый порфир, пос. Аблан; 31, 32 — андезито-базальтовый порфирит, гора Аккаин; 33 — андезитовый порфирит, гора Аккаин; 34 — липаритовый порфир, жерло, гора Аккаин; 35 — липаритовый порфир, субвулкан к юго-западу от гор Аккаин; 36—54 — анализы пород калмакэмьельской свиты: 36 — туф андезитового состава, западнее пос. Аблан; 37 — андезитовый порфирит, западнее пос. Аблан; 38 — туф дацитового состава, гора Аксуран; 39 — андезито-базальтовый порфирит, пос. Аблан; 40—42 — андезитовый порфирит, пос. Аблан; 43 — базальтовый порфирит, пос. Аблан; 44 — туф трахидацитового состава, пос. Аблан; 45 — дацитовый порфирит, пос. Аблан; 46 — туф трахидацитового состава, пос. Аблан; 47 — туфолавалипаритового состава, пос. Аблан; 48 — туф андезито-базальтового состава, гора Карасуран (Беспалов, 1962); 49 — туф андезитового состава восточнее пос. Аблан; 50 — андезито-базальтовый порфирит, западнее пос. Аблан; 51 — туф андезитового состава, пос. Токулдак; 52 — андезитовый порфирит, пос. Аблан; 53 — туф дацитового состава, западнее пос. Аблан; 54 — субвулканический андезитовый порфирит, гора Колакора; 55—78 — анализы пород кергетасской свиты: 55 — липарито-дацитовый порфир, юго-западные склоны горы Карасуран; 56 — игнимбриттрахилипаритового состава, гряда Коргантас; 57 — липаритовый порфир, гора Карасуран; 58 — туф липаритового состава, гора Карасуран; 59 — дацитовый порфирит, гора Сенгертас; 60, 61 — игнимбрит трахилипаритового состава, гряда Коргантас; 62 — игнимбрит липарито-дацитового состава, гора Аксуран; 63 — игнимбрит липаритового состава, гряда Коргантас; 64 — туф липаритового состава, юго-восточное подножье горы Шубартас; 65 — липарито-дацитовый порфир, пос. Аблан; 66 — липаритовый порфир, пос. Токулдак; 67 — туфолавалипаритового состава, гора Кусмурун; 68 — игнимбрит трахилипаритового состава, гора

Кушмурун; 69 — игнимбрит трахилипаритового состава, гряда Коргантас; 70 — липаритовый порфир, гора Карасуран; 71, 72 — липаритовый порфир, гора Карасуран (Беспалов, 1962); 73 — дацитовый порфирит, гора Карасуран (Беспалов, 1962); 74 — липаритовый порфир, пос. Токулдак; 75 — липаритовый порфир, пос. Аблан; 76 — трахилипаритовый порфир, гора Сенгерта; 77 — липаритовый порфир, пос. Токулдак; 78 — дацитовый порфирит, пос. Аблан; 79—114 — анализы пород архарлинской свиты; 79 — дацитовый порфирит, гора Кызылсуран; 80 — игнимбрит трахилипаритового состава, гора Калактас; 81 — липаритовый порфир, субвулкан, ур. Саз; 82 — липаритовый порфир, субвулкан, ур. Мийлибулак; 83 — липаритовый порфир, субвулкан, гора Кызылсуран; 84 — дацитовый порфирит, субвулкан, гора Кызылсуран; 85, 86 — трахилипаритовый порфир, гора Шубартас; 87 — туф липаритового состава, гора Шубартас; 88 — андезито-дацитовый порфирит, субвулкан, гора Кушмурун; 89 — андезито-дацитовый порфирит, субвулкан, ур. Саз; 90 — дацитовый порфирит, субвулкан, восточнее горы Аксуран; 91 — липаритовый порфир, субвулкан, гора Шубартас; 92 — андезитовый порфирит, гора Шубартас; 93 — липаритовый порфир, субвулкан, гора Шубартас; 94 — липаритовый порфир, гора Шубартас; 95 — липаритовый порфир, субвулкан, гора Шубартас; 96 — андезито-базальтовый порфирит, субвулкан, гряда Серкебайлаган; 97 — андезито-дацитовый порфирит, гряда Серкебайлаган; 98 — трахилипаритовый порфир, гора Калактас; 99 — туфолава липаритового состава, гора Калактас; 100 — туф липарито-дацитового состава, гора Кызылсуран; 101 — трахидацитовый порфир, гора Кызылсуран; 102 — липаритовый порфир, гора Кызылсуран; 103 — трахилипаритовый порфир, западнее горы Калактас; 104 — туф липаритового состава, ур. Саз; 105 — липаритовый порфир, гора Кызылсуран; 106 — игнимбрит липаритового состава, западнее горы Кызылсуран; 107 — туфолава трахилипаритового состава, гора Калактас; 108 — туф андезито-дацитового состава, гора Калактас; 109 — игнимбрит трахилипаритового состава, гора Калактас; 110 — липаритовый порфир, гора Калактас; 111 — игнимбрит трахилипаритового состава, гора Калактас; 112 — липарито-дацитовый порфир, гора Калактас; 113 — туф липаритового состава, гора Калактас; 114 — туф липаритового состава, гряда Серкебайлаган; 115—130 — анализы пород вулканогенной толщи нижней перми: 115 — туф трахилипаритового состава, западнее пос. Теректы (Протасевич, 1965); 116 — туф трахилипаритового состава, западнее зим. Егинды; 117 — туф трахилипаритового состава, юго-западнее зим. Егинды; 118 — туф трахидацитового состава, западнее зим. Егинды; 119 — туф трахидацитового состава, западнее пос. Теректы (Протасевич, 1965); 120, 121, 122 — трахидацитовый порфир, юго-западнее зим. Егинды; 123 — андезитовый порфирит, южнее ур. Марзагали; 124 — трахиандезитовый порфир, субвулкан, западнее пос. Теректы (Протасевич, 1965); 125 — трахиандезитовый порфир, западнее зим. Егинды; 126 — трахиандезитовый порфир, южнее ур. Марзагали; 127 — андезито-базальтовый порфирит, южнее ур. Марзагали; 128, 129 — трахиандезито-базальтовый порфирит южнее ур. Марзагали; 130 — туф базальтового состава, южнее ур. Марзагали.

Анализы 1—4, 36—40, 49, 53, 55, 56, 60—63, 65—70, 87—91, 97, 116, 118, 120, 122, 126—130 выполнены в спектрохимической лаборатории геологического факультета МГУ; анализы 5—16, 18, 31, 32, 34, 35, 57—59, 74—78, 92—96, 114, 115, 117, 119, 121, 123—125 выполнены в РОСНИИМС; анализы 17, 50—52, 54, 64, 85, 86 выполнены в химической лаборатории ЦКГУ; анализы 19—23, 30, 41—47, 80—84, 98, 99, 103—113 выполнены в геохимической лаборатории МГРИ; анализы 24—29, 48, 71—73, 79, 100—102 заимствованы у В. Ф. Беспалова; анализ 33 выполнен в химической лаборатории Киевского государственного университета

базальтовые порфиры, туфы, основные и средние плагиоклазы. У юго-западного подножия горы Актау в песчаниках найдены многочисленные обломки гранитоидов: граниты образуют хорошо окатанные или угловатые обломки размером до 20 см. Одни разности беловато-розовые, порфировидные, неравномернозернистые, лейкократовые, состоящие из калиевого полевого шпата, кварца и кислого плагиоклаза; другие — розового цвета, среднезернистые, состоят из калиевого полевого шпата, кварца, плагиоклаза и роговой обманки. Гранодиориты розовато-серые, состоят из плагиоклаза (олигоклаз-андезина), роговой обманки, кварца и незначительного количества калиевого полевого шпата. Величина обломков достигает 40 см. Обломки диоритов редки и достигают величины до 10 см. Обычно хорошо окатаны. Это серые мелкозернистые породы, состоящие из плагиоклаза и на 30% из тонкоигльчатой темно-зеленой роговой обманки.

Дацитовые порфиры, липаритово-дацитовые, липаритовые и трахилипаритовые порфиры сложены плагиоклазом, кварцем, калиевым полевым шпатом, биотитом; вторичные минералы представлены серицитом, хлоритом, пелитом, сростками соссюрита. Структура пород обычно порфировая. Основная масса часто флюидальная, образована в различной степени раскристаллизованными полосами с фельзитовой структурой. Часты структуры перекристаллизации: микрогранобластовая, микропикрилитовая.

Дацитовые порфиры представляют собой светло-серые породы с вкрапленниками плагиоклаза, редко биотита. Основная масса их сложена плагиоклазом, кварцем и незначительным количеством калиевого полевого шпата и биотита.

Липарито-дацитовые и липаритовые порфиры отличаются от дацитовых разностей более светлыми окрасками и присутствием кварца во вкрапленниках. Количество кварца в основной массе увеличивается.

Трахилипаритовые порфиры имеют светло-серые, коричневатые-серые окраски. Вкрапленники представлены плагиоклазом, кварцем и калишпатом. В основной массе много калиевого полевого шпата.

Туфы и туффиты. Эта группа охватывает различные по составу породы пирокластического строения. Обломки остроугольной, серповидной «оскольчатой» формы. Для туффитов характерно наличие и округлых обломков, обычно чужеродных пород. Цементирующая масса представляет тонкообломочный пепловый материал остроугольной формы. Нередко присутствуют частицы со сглаженными округлыми формами, что позволяет выделять группу туффитов. Состав варьирует от дацитового до липарито-дацитового и липаритового.

Игнимбриты — плотные породы с заметно ориентированным расположением обломков, среди которых имеются как изометричные, так и уплощенные. Последние обычно образуют изгибы, расщепляются в виде языков пламени. Цементирующая масса представляет собой также ориентированно расположенные длинноигльчатые, рогулькообразные, серповидные частички, обтекающие крупные обломки. Состав игнимбритов дацитовый.

Туфы, туффиты и туфогенные песчаники средней пачки верхнекаркаралинской подсвиты представляют своеобразные породы, которые хотя и различаются в пределах района по составу от липаритового до липарито-дацитового, но сохраняют свой специфичный вид. Они характеризуются массивным обликом, грубоплитчатой отдельностью с приглаженными поверхностями. Они состоят из обломков ост-

роугольной или округлой формы и цементирующей массы, количественные взаимоотношения которых колеблются в больших пределах. Состав обломков: кристаллы кислого плагиоклаза, кварца, калиевого полевого шпата, туфы и лавы дацитового, липарито-дацитового, редко трахипаритового состава. Цементирующая масса представляет собой тонкий пепловый материал.

Петрохимическая характеристика пород средневизейского-намюрского возраста

Имеется 35 силикатных анализов, пересчитанных по методу А. Н. Заварицкого с построением соответствующей диаграммы (рис. 23),

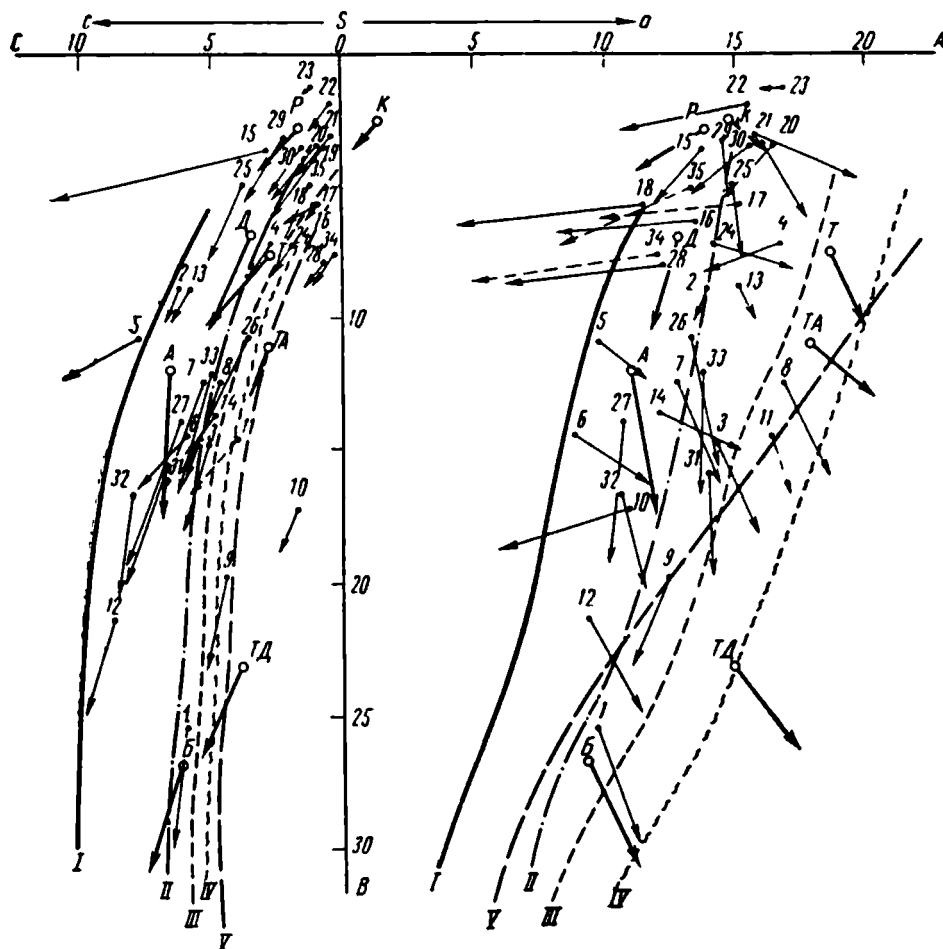


Рис. 23. Диаграмма химического состава пород каркаралинской свиты, по методу А. Н. Заварицкого (составил А. М. Курчавов):

I — вариационная линия крайнего левого известково-щелочного ряда дифференциации (тип Пеле); II — вариационная линия крайнего правого известково-щелочного ряда дифференциации (тип Йеллоустонский парк); III — вариационная линия ряда дифференциации, промежуточного между известково-щелочным и щелочным (тип Этна); IV — вариационная линия крайнего левого щелочного ряда дифференциации (тип Марос); V — вариационная линия крайнего левого щелочного ряда дифференциации (тип Гавайи); средние типы пород (по Р. Дэли): P — риолит, K — комендит, Д — дацит, А — андезит, Т — трахит, ТА — трахиандезит, ТД — трахидолерит, Б — базальт; сплошные стрелки — для поверхностных образований; пунктирные стрелки — для субвулканических образований

на которую нанесены заимствованные у А. Н. Заварицкого вариационные кривые известково-щелочного (нормального) ряда дифференциации (линия I₁ — тип Пеле, II — тип Йеллоустонского парка), промежуточного ряда между щелочным и известково-щелочным (тип Этна — линия III), кривые дифференциации щелочного ряда (IV — тип Марос, V — тип Гавайи), а также средние составы разностей эффузивов по Р. Дэли. Фигуративные точки состава пород свиты концентрируются в пределах I—III кривых, тяготея в основном к линии нормального ряда дифференциации. По направлению к кровле свиты происходит увеличение общей щелочности (a), увеличение кислотности (Q) и одновременно уменьшение величины анортитовой составляющей (c). При этом на поле *ASB* в верхней части диаграммы часть точек сохраняет наклон стрелок вправо (присутствие кальциевой составляющей c в темноцветной части), тяготея к линии промежуточного типа дифференциации, а другая часть имеет наклон стрелок влево (пересыщенность алюминием) — и тогда они больше тяготеют к кривой нормального ряда дифференциации. По сравнению со средними типами фигуративные точки пород свиты верхней части диаграммы обладают более пологим наклоном стрелок влево, что свидетельствует о большей пересыщенности глиноземом. Разности, пересыщенные глиноземом (наличие a'), встречаются и в нижней части диаграммы (в низах свиты). Как и породы нормального состава, они обладают таким же содержанием кремнезема и цветных, но обеднены анортитовой составляющей, что указывает на обогащение глиноземом в результате вторичных изменений. Это подтверждается микроскопическими наблюдениями. В кровле свиты светлая часть породы ($a+c$) преобладает над цветной (b); к тому же даже в низах свиты (в базальтах) разность между цветной и светлой частями пород не превышает 10. Такой общий лейкократовый облик пород каркаралинской свиты подтверждается минералогическими наблюдениями. На поле *CSB* диаграммы для всех разностей характерен крутой наклон стрелок. Химический состав пород свиты закономерно меняется от базальтового и андезито-базальтового в основании через андезитовый и дацитовый к липаритовому в верхах разреза с отклонением отдельных анализов до трахиандезитового, трахидацитового или трахилипаритового. Резко выраженное на диаграмме тяготение фигуративных точек к линиям I—II указывает на принадлежность пород каркаралинской свиты к известково-щелочному типу, а крутой наклон стрелок на поле *CSB* свидетельствует о преобладающей роли натрия.

Намюрский ярус — средний карбон

Калмакэмельская свита

Калмакэмельская свита была выделена в разрезе вулканогенной серии карбона Северного Прибалхашья В. М. Сергиевским в 1937 г., а на изученной нами территории впервые описана В. Ф. Беспаловым.

Наиболее полно свита представлена в зоне Карадон-Темиршинского разлома. Она залегает с отчетливым несогласием на различных пачках каркаралинской свиты, несогласно перекрывается керегетасской свитой и характеризуется в целом сложным строением. В составе ее преобладают андезитовые, андезито-базальтовые и базальтовые порфириты и туфы, туфогенные песчаники, конгломераты и туффиты. Значительно меньше распространены трахилипаритовые и липарито-дацитовые порфириты, дацитовые и андезито-дацитовые порфириты и туфы.

За редким исключением перечисленные породы не образуют выдержанных пластов, а залегают в виде линз и неправильной формы тел.

Наиболее полный разрез представлен в 7 км к юго-западу от пос. Аблан (разрез описан А. П. Урываевой, рис. 24, разр. V):

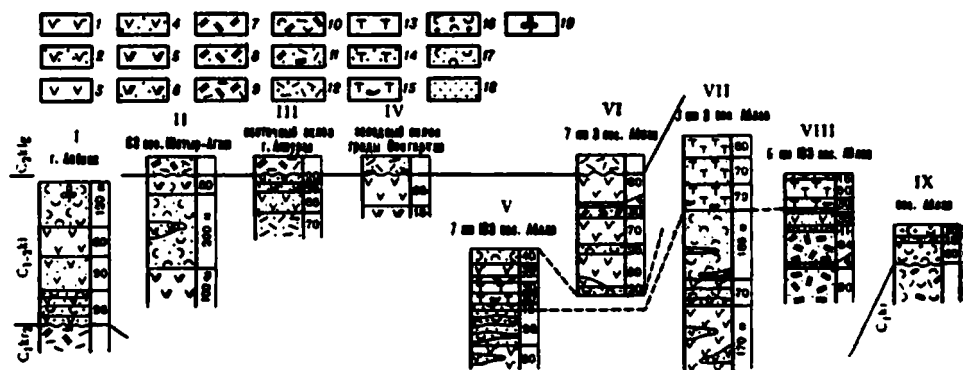


Рис. 24. Схема сопоставления разрезов калмакэмельской свиты (составили Л. В. Беляков и А. М. Курчаков):

1 — андезито-базальтовые порфириды; 2 — туфы андезито-базальтового состава; 3 — андезитовые порфириды; 4 — туфы андезитового состава; 5 — андезито-дацитовые порфириды; 6 — туфы андезито-дацитового состава; 7 — дацитовые порфириды; 8 — туфы дацитового состава; 9 — липарито-дацитовые порфиры; 10 — туфы, туфиты, туфогенно-осадочные породы липарито-дацитового состава; 11 — туфы липарито-дацитового состава; 12 — туфы трахилипаритового состава; 13 — трахилипаритовые порфиры; 14 — туфы трахилипаритового состава; 15 — игнимбриты трахилипаритового состава; 16 — туфогенные конгломераты; 17 — туфогенные песчаники; 18 — алевролиты и песчаники; 19 — ископаемая флора

Мощность, м

1. Андезито-базальтовые и базальтовые порфириды плагиоклазовые, темно-серые, массивные, миндалекаменные; изредка прослои туфов	60
2. Песчаники темно-серые, мелко-, реже среднезернистые, с прослоями туфогенных песчаников	95
3. Туфы трахилипаритового и трахидацитового состава, темно-фиолетовые, витролитокластические, в верхней части слоя переходящие в игнимбриты	15
4. Туфолавы трахилипаритового и липарито-дацитового состава, светло-сиреневые	35
Задерновано	15
5. Туфы трахилипаритового состава с участками игнимбритов. Переход в вышележащий слой постепенный	30—35
6. Туфы дацитового состава, тонкообломочные, серые	15
7. Андезито-базальтовые порфириды, темно-серые, плотные	30—32
8. Туфогенные песчаники и конгломераты, розовато-серые. Галька андезито-базальтовых и базальтовых порфиритов, липаритовых и трахилипаритовых порфиритов, туфитов липарито-дацитового состава, гранитов	40
Общая мощность 340 м.	
Продолжение разреза наблюдается в 9 км к западу от пос. Аблан, в южном крыле Шубартасской синклинали (рис. 24, разр. VI):	
9. Туфогенные песчаники темно-серого цвета, средне- и крупнозернистые, слоистые, с большим количеством кварца	20
10. Роговообманковые и пироксен-роговообманковые андезитовые порфириды, крупнокрапленные, с прослоями туфов	90
11. Туфогенные песчаники темно-серые и гравелиты фиолетово-серые, с обломками кремнистых пород, кварца, полевого шпата	25
12. Андезито-базальтовые и базальтовые порфириды, с вкрапленниками плагиоклаза и роговой обманки	70
13. Туфы дацитового состава, розовато-фиолетовые, разнообломочные	30
14. Туфы андезитового состава, зеленовато-серые	4
15. Андезито-базальтовые порфириды	80
Общая мощность 395 м.	

Выше залегают липаритовые порфиры кергетасской свиты.
Суммарная мощность по двум приведенным разрезам — не менее
700—750 м.

У северного основания гор Конур-Темирши и юго-западнее горы Сенгерта в туфогенных песчаниках были обнаружены растительные остатки: *Noeggerathiopsis theodorii* Tschirk. et Zal. и *Angaropteridium* sp. (определения А. Л. Юриной). В горах Акбиик свита сложена слоистыми мелкообломочными туфами андезитового состава, содержащими выклинивающиеся прослои крупновкрапленных роговообманковых порфиритов (рис. 24, разр. I). Здесь, в средней части свиты, в горизонте туфогенных песчаников В. Ф. Беспаловым в 1958 г. была собрана флора (определения М. И. Радченко): *Noeggerathiopsis theodorii* Tschirk. et Zal., *Calamites* sp., *Angaropteridium* sp., *Phillotheca deliquescens* Copp.

Описанный выше комплекс вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород по своему вещественному составу и положению в разрезе сопоставим с калмакэмельской свитой Северного Прибалхашья. На описываемой территории растительные остатки в калмакэмельской свите были обнаружены в верхней половине разреза. Из них *Noeggerathiopsis theodorii* являются характерной формой нижнебалахонской свиты Кузбасса (средний-верхний карбон). Другие виды в других районах распространены от нижнего карбона до перми включительно. На основании этих находок можно заключить, что вмещающие данный видовой комплекс породы имеют возраст не древнее среднего карбона.

Жерловые и субвулканические образования намюрского-среднекаменноугольного возраста

Жерловые образования вскрыты в остатках двух вулканических аппаратов в верховьях р. Чекобай, северо-западнее Темиршинского гранитного массива. Один из них сложен андезито-базальтовыми и базальтовыми порфиритами, другой — туфолатами трахилипаритового и липаритового состава. Андезито-базальтовые и базальтовые порфириты слагают подводящий канал, пересекающий жерловину каркаралинского возраста и вмещающие ее породы верхней подсвиты каркаралинской свиты. Подводящий канал имеет в плане вытянутую в юго-западном направлении форму и извилистые контуры. Протяженность его 2 км, ширина около 1 км. Канал сложен темно-зелеными андезито-базальтовыми порфиритами, аналогичными тем, что принимают участие в строении нижней части калмакэмельской свиты в 5 км северо-восточнее. На контакте с вмещающими породами порфириты переходят в лавовые брекчии, которые образуют узкие прерывистые полосы вдоль контакта шириной 2—3 м. Там же обычно в базальтовых порфиритах появляется полосчатость, круто (под углом 65—70°) падающая от контактов внутрь канала. Туфолата трахилипаритового и липаритового состава слагают жерловину в 7 км юго-западнее пос. Аблан. Жерловина вытянута в направлении близком меридиональному на 3 км при ширине около 1 км. От основного ствола ее в северо-западном направлении отходят тела туфолат, из которых наиболее протяженное (3 км при ширине 0,5—1 км) прослеживается вдоль контакта каркаралинской и калмакэмельской свит. На этом участке трахилипаритовые порфиры прорывают породы нижней части разреза калмакэмельской свиты и переходят в покровы вышележащих туфолат трахилипаритового состава, переслаивающихся с игнимбритами и туфами. При внедрении туфолата оказывали активное механическое воз-

действие на вмещающие породы. Туффиты и туфопесчаники верхнекаркаралинской подсвиты вдоль юго-западной границы жерловины меняют в ряде мест пологое залегание на крутое ($60-70^\circ$), иногда запрокинутое залегание. Там же, в краевой части жерла, в туфолах наблюдаются глыбы каркаралинских песчаников и конгломератов размером в несколько десятков метров. Полосчатость в туфолах крутая и ориентирована параллельно контактам. Там, где туфолавы образуют межпластовые внедрения, полосчатость параллельна слонности вмещающих пород. Туфолавы жерловины обнаруживают полное петрографическое сходство со своими покровными аналогами, в которые они непосредственно переходят.

Субвулканические образования калмакэмельской свиты представлены базальтовыми, андезитовыми и андезито-дацитовыми порфиритами. Базальтовые порфириты образуют крутую дайкообразную залежь длиной 5 км при ширине 700 м в 3 км юго-восточнее клх. Тамар. Породы массивные, зеленого цвета, с белыми таблитчатыми вкраплениями плагиоклаза (лабрадор № 52—60). Относительно редки хлоритизированные кристаллы амфибола. Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза (андезин-лабрадор № 49—50), промежутки между которыми выполнены мелкозернистым агрегатом хлорита, карбоната, эпидота. Андезитовые порфириты наблюдаются в верховьях р. Чакобай, севернее и западнее Темиршинского гранитного массива, а также в горах Кадыр и Огызтау. Они слагают штокообразные тела диаметром до 500 м или дайки, наибольшие из которых имеют длину 10 км при ширине 1—0,2 км (горы Кадыр и Огызтау). В петрографическом отношении эти породы не отличаются от своих покровных аналогов. Андезито-дацитовые порфириты образуют шток у поселка Аблан. Он вытянут в широтном направлении на 2 км при ширине 0,6—0,8 км. Контакты с вмещающими породами неровные, но в большинстве случаев крутые. Вдоль контактов и внутри штока наблюдается полосчатость, которая под углом $60-70^\circ$ падает в сторону контакта.

Петрографическая характеристика пород намюрского-среднекаменноугольного возраста

В этой группе широко развиты породы базальтового, андезито-базальтового, андезитового и андезито-дацитового состава. Они обладают порфировой структурой и массивной, реже миндалекаменной текстурой. Породы состоят из плагиоклаза, роговой обманки, пироксена, иногда кварца; аксессуарных — апатита и циркона, магнетита и гематита; вторичные минералы — эпидот, серицит и хлорит. Вторичные процессы выразились в альбитизации и серицитизации плагиоклазов. По пироксену и роговой обманке развит кварцево-хлоритовый агрегат. Вулканическое стекло хлоритизировано.

Базальтовые и андезито-базальтовые порфириты состоят из плагиоклаза (до 80% от объема породы) от андезина до андезин-лабрадора, роговой обманки, пироксена, хлорита, эпидота и магнетита. Породы обычно порфировые, во вкраплениях присутствует плагиоклаз, изредка пироксен или роговая обманка. Основная масса состоит из тонких микролитов плагиоклаза, беспорядочно расположенных и погруженных в первичный стекловатый базис. Иногда наблюдается некоторая ориентировка микролитов и структура приближается к пилотакситовой. Химический состав этих пород отвечает нормальным базальтам (табл. 5, ан. 39). К этой группе пород приближаются изредка встречающиеся среди покровов андезитовые порфири-

ты. В составе вкрапленников также преобладают плагиоклазы, но соответствующие среднему андезину.

Андезито-дацитовые и дацитовые порфиристы содержат кварц и плагиоклаз (андезин или олигоклаз-андезин). Основная масса, первично стекловатая, перекристаллизована с образованием микропиклобластовых структур.

Среди пород липаритового и трахилипаритового состава выделены туфолавы и игнимбриты. Туфолавы обычно коричневатые с фиолетовым оттенком, флюидальные. Представляют собой лаву липаритового или трахилипаритового состава, содержащую включения остроугольных обломков кристаллов плагиоклаза (40—50%), каликатрового полевого шпата (10—15%), роговой обманки (15—18%) и обломков пород (30%). Среди последних преобладают андезитовые и андезито-базальтовые порфиристы, липаритовые и трахилипаритовые порфиры и их туфы. Величина обломков изменяется от 0,01 до 10 мм. Обломки пород по форме лепешкообразные, несколько вытянутые по флюидности. Основная масса составляет до 60% от объема породы. Структура ее фельзитовая, реже сферолитовая. В более кислых разностях наблюдались пузырьки, выполненные кварцем с вростками каликатрового полевого шпата. Обломочный состав игнимбритов аналогичен таковому туфолав. Цемент, составляющий до 60—80% породы, состоит из плотно прилегающих друг к другу пепловых частиц.

Туфы. В разрезе свиты выделяются туфы андезито-базальтового, андезитового, андезито-дацитового и трахидацитового состава. Среди грубообломочных разностей преобладают литокластические и кристаллокластические, а среди мелкообломочных — кристаллокластические. Форма обломков преимущественно остроугольная, реже со сглаженными краями, иногда они корродированы цементом. Размер осколков от 0,02—0,6 мм (для кристаллов) до 50 мм (для пород).

Вулканогенно-осадочные породы по величине обломочного материала разделяются на туфогенные конгломераты, туфогенные песчаники и туфогенные алевролиты. Наибольшие площади слагают туфогенные песчаники средне- и мелкозернистые. Под микроскопом хорошо видна сортированность обломков по размеру, их окатанность и преобладание обломочного материала над цементом. Для песчаников характерно резкое преобладание обломков андезитовых и андезито-дацитовых порфиритов. Цемент представлен тонкообломочной хлоритизированной массой, в которой просматриваются контуры пепловых частиц.

Туфогенные алевролиты по минералогическому составу близки к песчаникам. Состав гальки туфогенных конгломератов разнообразен, но обычно преобладают кислые эффузивные породы. Так, в районе пос. Аблан в гальках обнаружены эффузивные породы кислого состава каркаралинской свиты — 50—55%; туффиты и туфогенные песчаники из той же свиты, состоящие в основном из обломков минералов и пород кислого состава — 20—30%; туфы и туфолавы трахилипаритовых порфиров (подстилающей пачки калмакэмельской свиты) — 7%, полимиктовые и граувакковые песчаники и порфиристы андезитового ряда подстилающей пачки той же свиты — 10—15%; граниты — 1—2%. В верховьях р. Чакобай — кислые эффузивные породы (подстилающей пачки калмакэмельской свиты или каркаралинской) — 70—75%; песчаники (подстилающей пачки калмакэмельской свиты) — 10—15%, порфиристы андезито-базальтового ряда (той же свиты) — 10—15%, туффиты и туфогенные песчаники (каркаралинской свиты) — 5—10%.

Полимиктовые песчаники по минеральному составу разделяются

Петрохимическая характеристика пород намюрского-среднекаменноугольного возраста

I — вариационная линия крайнего левого известково-щелочного ряда дифференциации (тип Пеле); *II* — вариационная линия крайнего правого известково-щелочного ряда дифференциации (тип Йеллоустонский парк); *III* — вариационная линия ряда дифференциации, промежуточного между известково-щелочным и щелочным (тип Этна); *IV* — вариационная линия крайнего левого щелочного ряда дифференциации (тип Марос); *V* — вариационная линия крайнего левого щелочного ряда дифференциации (тип Гавайи); средние типы пород (по Р. Дэли): *P* — риолит, *K* — комендит, *D* — дацит, *A* — андезит, *T* — трахит, *TA* — трахиандезит, *TD* — трахидолерит, *B* — базальт; сплошные стрелки — для поверхностных образований; пунктирные стрелки — для субвулканических образований

варникового с построением соответствующей диаграммы (рис. 25). Характерной особенностью пород свиты является их близость к нормальным породам андезито-базальтового ряда. Наклон стрелок отдельных анализов на поле *ASB* влево на общем фоне стрелок с правым наклоном свидетельствует об обогащении глиноземом в результате вторичного изменения пород. Более кислые разности свиты, приуроченные к ее верхам, имеют на плоскости *ASB* резко выраженный сдвиг векторов вправо (значение *a* до 14—18) и приближаются к линии щелочного ряда дифференциации. Одним из отличительных признаков их является обогащенность темноцветными компонентами, что находит свое выражение в довольно больших значениях константы *b* (до 8). Общий крутой наклон стрелок на плоскости *CSB* диаграммы свидетельствует о преобладании натрия над калием.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ КАМЕННОУГОЛЬНОЙ СИСТЕМЫ

Керегетасская свита

Керегетасская свита была выделена В. Ф. Беспаловым (1956). На исследованной территории ею сложены две крупные синклинали: Шубартасская — в зоне Карадон-Темиршинского разлома и Аксуранская — в пределах собственно Токрауской впадины. В строении керегетасской свиты принимают участие трахилипаритовые, липаритовые, липарито-дацитовые порфиры, дацитовые порфиры, туфы. Вулканогенно-осадочные отложения встречаются в виде быстро выклинивающихся прослоев и линз. Особенностью строения керегетасской свиты является невыдержанность ее разрезов и частые фациальные замещения. Свита ложится несогласно на подстилающую ее калмакэмельскую свиту.

Наиболее типичным разрезом керегетасской свиты зоны Карадон-Темиршинского разлома может служить разрез, описанный А. П. Урыбаевой по юго-западному склону горы Карасуран (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Игнимбриты и туфы липарито-дацитового состава, коричневато-фиолетовые, мелкообломочные, литокристаллокластические	80
2. Липарито-дацитовые порфиры, серовато-сиреневые, флюидальные	140
3. Туфы дацитового и липарито-дацитового состава, тонко- и среднеобломочные, кристалло- и литокристаллокластические	45
4. Липарито-дацитовые порфиры, сиреневые, плотные, массивные	180
5. Переслаивающиеся игнимбриты липарито-дацитового состава и крупнозернистые зеленые туфогенные песчаники	85
6. Туфы липарито-дацитового состава, массивные с линзой липарито-дациловых порфиров	85
7. Липарито-дациловых порфиров светло-сиреневые, массивные, иногда сферолитовые	60
8. Туфогенные песчаники и туфогенные алевриты с линзой липарито-дациловых порфиров	70
9. Игнимбриты и туфы липарито-дацитового состава, средне-грубообломочные, литокристаллокластические с линзовидным прослоем туфогенных песчаников	45
10. Туфы липарито-дацитового состава кристаллокластические и липаритовые и липарито-дациловых порфиров	150
11. Туфогенные песчаники и туфогенные конгломераты	75
12. Туфы липарито-дациловых порфиров, кристаллокластические	70
13. Липаритовых порфиров, флюидальные	25
14. Туфы липарито-дациловых порфиров, литокристаллокластические и кристаллокластические, с линзами туфогенного песчаника и флюидальных липарито-дациловых порфиров	50
Общая мощность 1160 м.	

В южной части Шубартасской синклинали характер свиты остается тем же. По западному борту синклинали в разрезе керегетасской свиты возрастает роль литокластического материала. Северная половина Шубартасской синклинали имеет однообразное и монотонное строение. Это туфы липарито-дацитового и реже липаритового состава, среднеобломочные, кристаллокластические, часто с признаками спекания. Отдельные части разреза полностью сложены игнимбритами того же состава. В Аксуранской синклинали разрез керегетасской свиты в ее нижней половине сходен с карасуранским, но в верхней части значительно отличается как по характеру накоплений, так и по составу. В северной части синклинали в строении нижних горизонтов свиты значительную роль играют лавовые образования, представляющие собой серию потоков липарито-дацитового и липаритового состава. Разрез свиты у пос. Шатыр-Агаш имеет следующий вид (описание А. М. Курчакова и А. П. Урываевой):

	Мощность, м
1. Туфы дацитового состава, литокластические	400
2. Туфогенные песчаники серые и зеленые	80
3. Липарито-дацитовые порфиры, флюидальные	40
4. Липарито-дацитовые порфиры, грубообломочные туфы и спекшиеся туфы того же состава	135
5. Туфогенные песчаники, грубо- и среднезернистые	30
6. Туфы липарито-дацитового состава, мелкообломочные	40
Общая мощность 725 м.	

На южном и западном склонах горы Аксуран эффузивы замещаются туфами и игнимбритами липарито-дацитового состава с редкими линзами вулканогенно-осадочных пород. Западнее, в пределах гор Коргантас и Кусмурун, появляются игнимбриты трахилипаритового состава с большим количеством вкрапленников калшевого полевого шпата.

Возраст керегетасской свиты на изученной территории определяется условно по сопоставлению с другими районами Казахстана, где в аналогичных породах найдены остатки древней флоры или фауны. В. Я. Кошкиным (1962) для керегетасской свиты Северного Прибалхашья приводится обширный список флоры, который позволяет отнести вмещающие отложения к среднему-верхнему карбону. Фауна определяет возраст вмещающих отложений не моложе среднего карбона. Поскольку ископаемая фауна дает более четкий и сжатый интервал времени и лучше изучена — возраст керегетасской свиты считается нами среднекаменноугольным.

Жерловые и субвулканические образования среднекаменноугольного возраста

Большая часть жерловых и субвулканических образований развита в зоне Карадон-Темиршинского разлома. Как правило, вулканические аппараты представлены некками, выполненными лавовыми брекчиями или породами эффузивного облика. Лишь в одном случае на юго-западном склоне горы Карасуран на поверхности наблюдался не только выводной канал вулканического аппарата, но и остатки его покровной части. Вулканические аппараты разделены на одно- и многоактные.

Остатки древнего вулканического аппарата одноактного действия, представляющего собой некк эллипсоидальной формы с осложняющей

его апофизой, были обнаружены на границе калмакэмельской и керегетасской свиты на горе Сенгертас. Жерловина имеет крутые контакты с вмещающими породами. Некк выполнен трахилипаритовыми порфирами желтовато-розового цвета с крупными редкими вкрапленниками калиевого полевого шпата. Центральная часть жерла сложена плотными массивными миндалекаменными трахилипаритовыми порфирами, в отдельных участках обладающими прерывистой вертикально ориентированной флюиальностью. При приближении к контактам увеличивается количество миндалин, основная масса приобретает более стекловатый характер, резко уменьшается количество вкрапленников. В приконтактных частях жерловины в трахилипаритовых порфирах появляется много обломков вмещающих пород, а сами породы жерла приобретают брекчиевидную текстуру.

Примером многократно действовавшего центра извержения может служить вулканический аппарат, обнаруженный А. М. Курчавовым (1964) в юго-западных отрогах горы Карасуран (рис. 26). Вулканическое сооружение приурочено к зоне крупного Казангапского разлома. Оно представлено двумя рядом расположенными самостоятельными вулканическими центрами, в которых выделяются крупные жерловые части и остатки покровов. Более древнее, южное жерло в плане вытянуто в северо-восточном направлении на 2 км при ширине 0,6—1,5 км. Контакты его с вмещающими андезитовыми порфиритами и туфами калмакэмельской свиты круто (70—90°) наклонены к центру тела. Порфириты близ контакта раздроблены. Основная часть жерла сложена светло-серыми лавовыми брекчиями. Обломки липаритовых порфиров и туфолав сцементированы такой же флюиальной лавой. В краевых частях тела размер обломков достигает 0,2—1 м. В юго-восточной эндоконтактной зоне выделяется полоса брекчий, где в обломках представлены калмакэмельские порфириты. Величина обломков достигает 1—5 м в поперечнике, а ширина полосы — 300 м. У северо-западного контакта распространены туфолавы, у которых флюиальность образует завихрения, но в целом параллельна контакту с падением 40—70° к центру тела. Вдоль центральной оси жерла среди лавовых брекчий расположены три изолированных выхода вулканических брекчий и туфов липаритового состава. Поперечники выходов не превышают 400 м. Контакты с лавовыми брекчиями четкие и круто наклонены к центральным частям выходов. Туфы и брекчин неоднородны. Среди обломков — флюиальные липаритовые порфиры, светло-серые туфолавы, андезитовые порфириты; размер их от нескольких миллиметров до 10 см. Цементирующая масса представлена тонким пепловым материалом. Туфы и брекчин представляют вторую фазу деятельности южного жерла. Породы третьей фазы представлены рвущими телами и покровами темно-серых липаритовых туфолав. Наибольшее тело их достигает размеров 700×400 м. Непосредственно у контактов в темных туфолавках наблюдаются обломки светло-серых туфолав. Более мелкие тела темно-серых туфолав прорывают выходы туфов и вулканических брекчий. Более позднее, северное, жерло сложено флюиальными лавами, туфолавами и лавовыми брекчиями липаритового состава, вытянуто в субмеридиональном направлении на 2 км при ширине 0,5—0,8 км. Липаритовые порфиры отчетливо срезают флюиальность темно-серых туфолав южного жерла. Тонкая флюиальная полосчатость липаритовых порфиров строго следует контакту, но падения ее различны: от 40—60° на северо-востоке до 80° — на западе. В северо-восточной части тела флюиальность липаритовых порфиров ориентирована под углом 50—80° под вмещающие отложения.

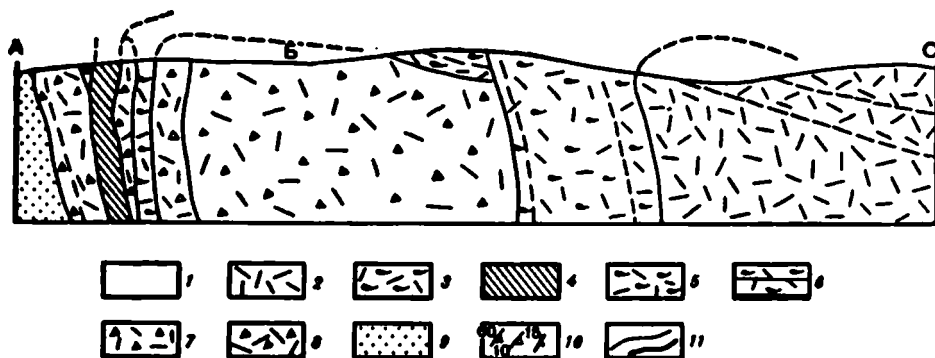
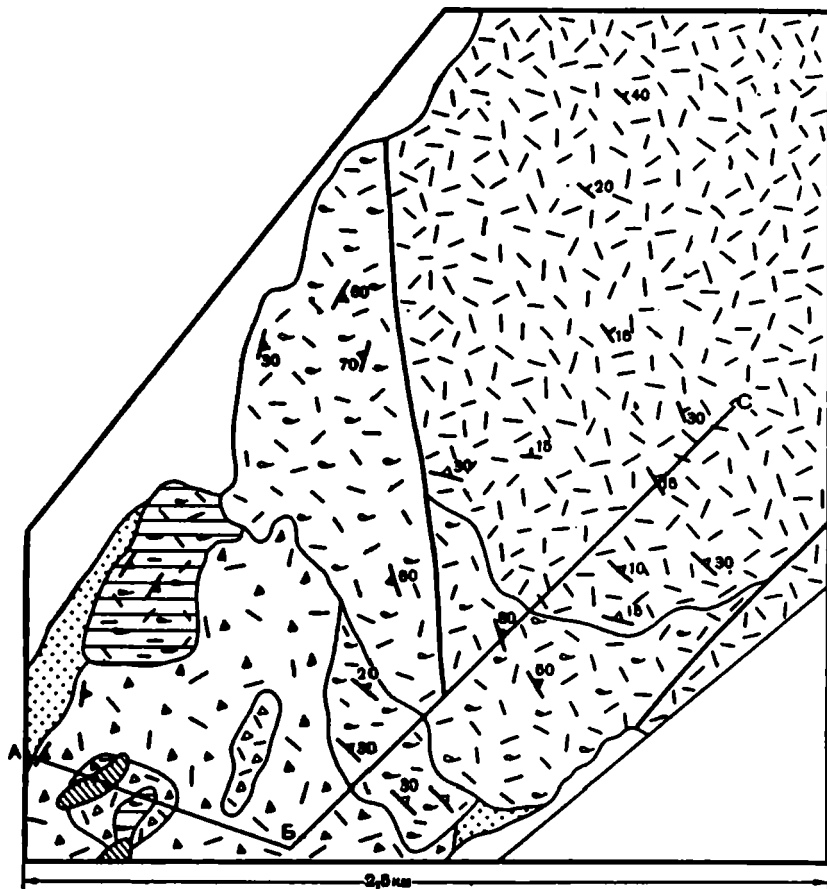


Рис. 26. Верхнепалеозойский вулканический массив горы Карасуран (составили А. М. Курчаков и В. Г. Тихомиров):

1 — кайнозойские отложения; 2 — покровные образования поздней возрастной генерации; 3 — жерловые образования; 4 — субвулканические образования; 5 — покровные образования средней возрастной генерации; 6 — подводные каналы средней возрастной генерации; 7, 8 — подводные каналы ранней возрастной генерации; 9 — вмещающие отложения; 10 — ориентировка полосчатости в подводных каналах, в покрове и элементы залегания туфовых слоев; 11 — геологические границы и разрывы

Субвулканические тела среднекаменноугольного возраста сложены липаритовыми, липарито-дацитовыми порфирами, дацитовыми порфиритами. Наиболее распространенной формой субвулканических тел является штоковая или дайковая. Размеры в поперечнике — от первых десятков метров до 1,0—2,0 км для штоков и первые десятки метров для даек. Породы, слагающие штоки и дайки, имеют лавовый облик, но отличаются более высокой степенью кристаллизации и большим количеством крупных вкрапленников полевых шпатов. Непосредственно в зоне контакта иногда резко уменьшаются размеры и количество вкрапленников, основная масса породы приобретает стекловатый облик. В остальном породы, слагающие субвулканы, идентичны покровным образованиям.

Петрографическая характеристика пород среднекаменноугольного возраста

Преимущественным распространением среди пород этого возраста пользуются лавы, туфолавы, игнимбриты и туфы. Вулканогенно-осадочные породы встречаются в подчиненном количестве. Преобладающий состав продуктов вулканизма липаритовый, трахилипаритовый и липарито-дацитовый.

В строении дацитовых и липарито-дацитовых порфиров, липаритовых и трахилипаритовых порфиров участвуют: калиевый полевой шпат, плагиоклаз, кварц, биотит, хлоритизированная роговая обманка, апатит, циркон, магнетит; из вторичных минералов отмечаются гидробиотит, хлорит, серицит, мусковит, карбонат, альбит. Породы имеют порфировую структуру, причем вкрапленники составляют в излившихся разностях 10—15% от объема породы, а в субвулканических аналогах количество их увеличивается до 25%. Наиболее часто в липаритовых и липарито-дацитовых порфирах отмечаются вкрапленники альбитизированного плагиоклаза (до 100—95% от всего количества вкрапленников). В разностях с повышенной щелочностью во вкрапленниках появляется биотит (до 10—15%), иногда калиевый полевой шпат. В дацитовых порфиритах наряду с альбитизированным плагиоклазом отмечается хлоритизированная роговая обманка.

Интересны и разнообразны структуры основной массы породы: реликтовые структуры кристаллизации из магматического расплава, реликтовые вторичные структуры девитрификации кислого вулканического стекла и вторичные структуры последующей перекристаллизации. Среди реликтовых структур наблюдались микролитовая, гналопилитовая, витрофировая и, редко, пилотакситовая. Наиболее характерными для липаритовых и липарито-дацитовых порфиров являются микролитовая и витрофировая структуры. Гналопилитовая и, реже, микролитовая структуры более свойственны трахилипаритовым порфирам. В дацитовых порфиритах наиболее часто встречаются гналопилитовая и пилотакситовая структуры. Вторичные структуры девитрификации — микрофельзитовая и сферолитовая — типичны для липаритовых, липарито-дацитовых и трахилипаритовых порфиров. В дацитовых порфиритах к девитрификационным структурам можно отнести лишь микрофельзитовую. При перекристаллизации образуются вторичные неравномерно распределенные, грубозернистые структуры, наиболее распространенной из которых является микропйкилобластовая, состоящая из крупных, иногда слабо индивидуализированных зерен кварца с включенными в них кристаллами полевого шпата.

Пирокластические образования представлены кристаллокластическими и литокристаллокластическими туфами, мелко-, средне- и крупнообломочными. По составу они отвечают ассоциирующим с ними лавам. Чаще среди обломков в туфах присутствуют липаритовые, липарито-дацитовые порфиры, реже — дацитовые порфириты и совсем эпизодичны обломки андезитовых порфиритов. Количество цементирующего пеплового материала колеблется от 30 до 80%.

Игнимбриты включают большую группу пирокластических пород липаритового, трахилипаритового, липарито-дацитового и, реже, дацитового состава, обнаруживающих признаки спекания цемента, с характерными линзообразными, разорванными, «пламевидными» остатками лавового материала. По степени спекаемости выделяются три группы игнимбритов, связанные постепенным переходом: игнимбриты со слабой степенью спекания, в которых четко различаются осколки стекла в цементирующей массе; игнимбриты, в которых цементирующая масса неотличима от основной массы лав, но обильны пламеобразные обломки; игнимбриты, в которых обнаруживаются участки как с явно пирокластическим цементом, так и с лавоподобным.

Туфолавы близки к лавоподобным игнимбритам. Кроме обломков кислых лав в них встречаются осколки и кристаллы плагиоклазов и калиевого полевого шпата. Для цементирующей массы характерна четкая и выдержанная флюидальность.

Вулканогенно-осадочные породы по крупности обломочного материала можно разделить на валунные туфогенные конгломераты, туфогенные конгломераты, туфогенные песчаники и туфогенные алевролиты. Туфогенные песчаники подразделяются на грубозернистые, крупно-, средне- и мелкозернистые. Состав обломков в этих породах постоянен: это липаритовые, липарито-дацитовые порфиры и дацитовые порфириты, а также альбитизированный плагиоклаз, реже кварц и единичные зерна амфибола и биотита. Обломки связаны цементом, почти сплошь перекристаллизованным и представленным тонким кварц-полевошпатовым агрегатом. Количественные отношения цемента и обломочной части зависят от грубости обломочного материала: в туфогенных конгломератах количество цемента составляет 20—25%, в туфогенных песчаниках и туфогенных конгломератах — 40—50%.

Петрохимическая характеристика вулканогенных пород среднего карбона

На петрохимическую диаграмму (рис. 27) нанесено 24 анализа (табл. 5), пересчитанных по методу А. Н. Заварицкого. Почти все фигуративные точки на проекции *ASB* заключены между вариационными линиями промежуточного (тип Этна) и известково-щелочного типа пород и отвечают липаритам и липарито-дацитам с повышенным содержанием щелочей. Почти все породы описываемой группы обогащены глиноземом, что выражается в отклонении векторов на поле *ASB* влево, а относительно пологое положение векторов свидетельствует о незначительном содержании магния. Некоторая часть крутонаправленных векторов указывает на увеличение содержания магния. На проекции *CSB* диаграммы векторы круто направлены вниз, что говорит о преобладании натрия над калием. Содержание полевошпатовой извести в трахилипаритах и липарито-дацитах отвечает преимущественно нормальному; в незначительной части анализов — пониженное и в некоторых — повышенное. Фигуративные точки дацитовых порфиритов на проекции *ASB* лежат близ кривой нормального ряда. По горизонтали:

отмечается значительный разброс точек, свидетельствующий о непостоянном содержании щелочей. Таким образом, породы среднекамен-

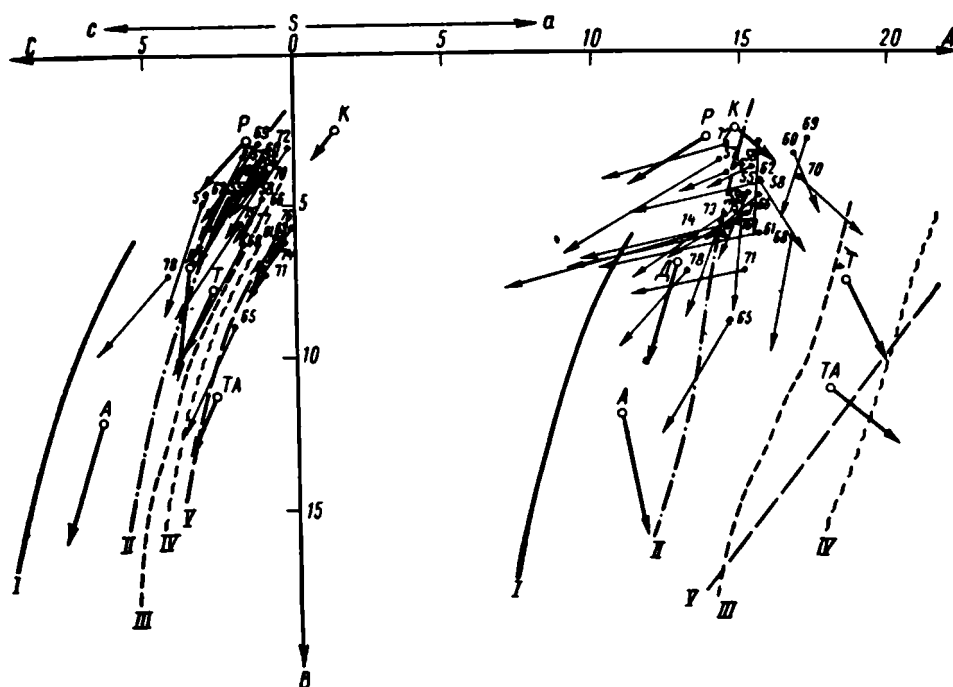


Рис. 27. Диаграмма химического состава пород керегетасской свиты, по методу А. Н. Заварицкого (составила А. П. Урываева):

I — вариационная линия крайнего левого известково-щелочного ряда дифференциации (тип Пеле); *II* — вариационная линия крайнего правого известково-щелочного ряда дифференциации (тип Йеллоустонский парк); *III* — вариационная линия ряда дифференциации, промежуточного между известково-щелочным и щелочным (тип Этна); *IV* — вариационная линия крайнего левого щелочного ряда дифференциации (тип Марос); *V* — вариационная линия крайнего левого щелочного ряда дифференциации (тип Гавайи); средние типы пород (по Р. Дэли); *P* — риолит, *K* — комендит, *D* — дацит, *A* — андезит, *T* — трахит, *TA* — трахиандезит

ноугольного возраста относятся к нормальному типу, но с несколько повышенным содержанием щелочей.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ КАМЕННОУГОЛЬНОЙ СИСТЕМЫ — НИЖНИЙ ОТДЕЛ ПЕРМСКОЙ СИСТЕМЫ

Архарлинская свита

Впервые на описываемой территории архарлинская свита была выделена В. Ф. Беспаловым (1956). Он расчленил ее на нижнюю подсвиту липарито-дацитовых туфов мощностью 300 м и верхнюю подсвиту щелочных порфиров мощностью около 400 м. Наши исследования позволили уточнить состав, строение и мощность свиты. Верхняя подсвита разделена на две части, в результате чего в принятой стратиграфической схеме выделяются три подсвиты: нижняя подсвита туфогенных конгломератов и песчаников мощностью до 800 м; средняя подсвита трахилипаритовых, липаритовых и липарито-дацитовых порфиров и пирокластов мощностью 200—650 м; верхняя подсвита, в которой, на-

ряду с липарито-дацитовыми и трахилипаритовыми порфирами и пирокластами, существенную роль играют туфогенные песчаники и быстро выклинивающиеся покровы андезитовых порфиритов; мощность более 450 м. Общая мощность архарлинской свиты достигает 1500 м.

Нижняя подсвита архарлинской свиты залегает несогласно на размытой поверхности более древних пород. В Токрауской впадине, в Кызылсуранской синклинали, она образует широкую прерывистую полосу выходов от гряды Серкебайлаган на юг вдоль гор Кошубай на протяжении около 25 км. В составе нижней подсвиты преобладают массивные розовато-серые туфогенные песчаники и конгломераты, содержащие в большом количестве аркозовый материал и обломки гранитов. Лавы и пирокласты липаритового, липарито-дацитового и трахилипаритового состава имеют подчиненное значение и встречаются главным образом в верхней ее части.

Наиболее полно строение нижней подсвиты было изучено в средней части гор Кошубай, в ур. Саз. Нижняя подсвита залегает на размытой поверхности калдырминских гранитов, образуя пологую моноклиналь, под углом 5—10° погружающуюся на юго-юго-запад. По данным Л. В. Белякова и А. М. Курчавова, разрез имеет следующее строение (рис. 28, разр. III):

Мощность, м

- | | |
|--|--------|
| 1. Основание свиты сложено конгломератами, состоящими из угловатых обломков нижележащих гранитов. Конгломераты содержат переменное количество пирокластического материала. На отдельных участках среди них встречаются прослои туфов липаритового состава. Выше по разрезу конгломераты сменяются массивными туфогенными песчаниками с большим количеством аркозового материала и гальками гранитов и других более древних пород | 420 |
| 2. Туфогенные песчаники, туффиты и туфы липаритового состава | 90—100 |
| 3. Трахилипаритовые порфиры, переходящие в лавобрекчии | 50 |
| 4. Туфобрекчии и туфы липаритового и липарито-дацитового состава | 40 |
| Общая мощность 610 м. | |
| Вышележащая часть была описана Л. В. Беляковым у истоков р. Саз (рис. 28, разр. IV): | |
| 5. Игнимбриты липаритового состава, коричневые, среднеобломочные | 40 |
| 6. Туфобрекчии липарито-дацитового состава с линзовидными прослоями туфогенных конгломератов | 45—65 |
| 7. Туффиты и туфы липаритового состава от мелко- до крупнообломочных | 10—25 |
| 8. Игнимбриты трахилипаритового состава | 50 |
| 9. Конгломераты с обломками гранитов и прослоями туфов липаритового состава | 50 |
| 10. Мелкообломочные туффиты дацитового состава | 10—25 |

Общая мощность 320 м.

Выше залегает средняя подсвита архарлинской свиты. Общая мощность подсвиты по двум разрезам равна 800 м.

Севернее, в гряде Серкебайлаган, в прослое песчаников в основании разреза были обнаружены растительные остатки плохой сохранности, среди которых М. Ф. Микунов определил: *Calamites cf. suckowi* Brongn., *Calamites* sp., *Paracalamites* sp. Эти формы имеют широкий стратиграфический диапазон — от верхов намюра до нижней перми включительно.

В зоне Карадон-Темиршинского разлома нижняя подсвита образует выходы в районе горы Шубартас, слагая одноименную синклинали. Она залегает на размытой поверхности керегетасской свиты и характеризуется резким преобладанием грубообломочных разностей (рис. 28, разр. VII). В Северо-Балхашской впадине породы нижней подсвиты образуют небольшие выходы в районе массива Торткуль. Это конгломераты, залегающие в виде «карманов» вдоль зон мелких раз-

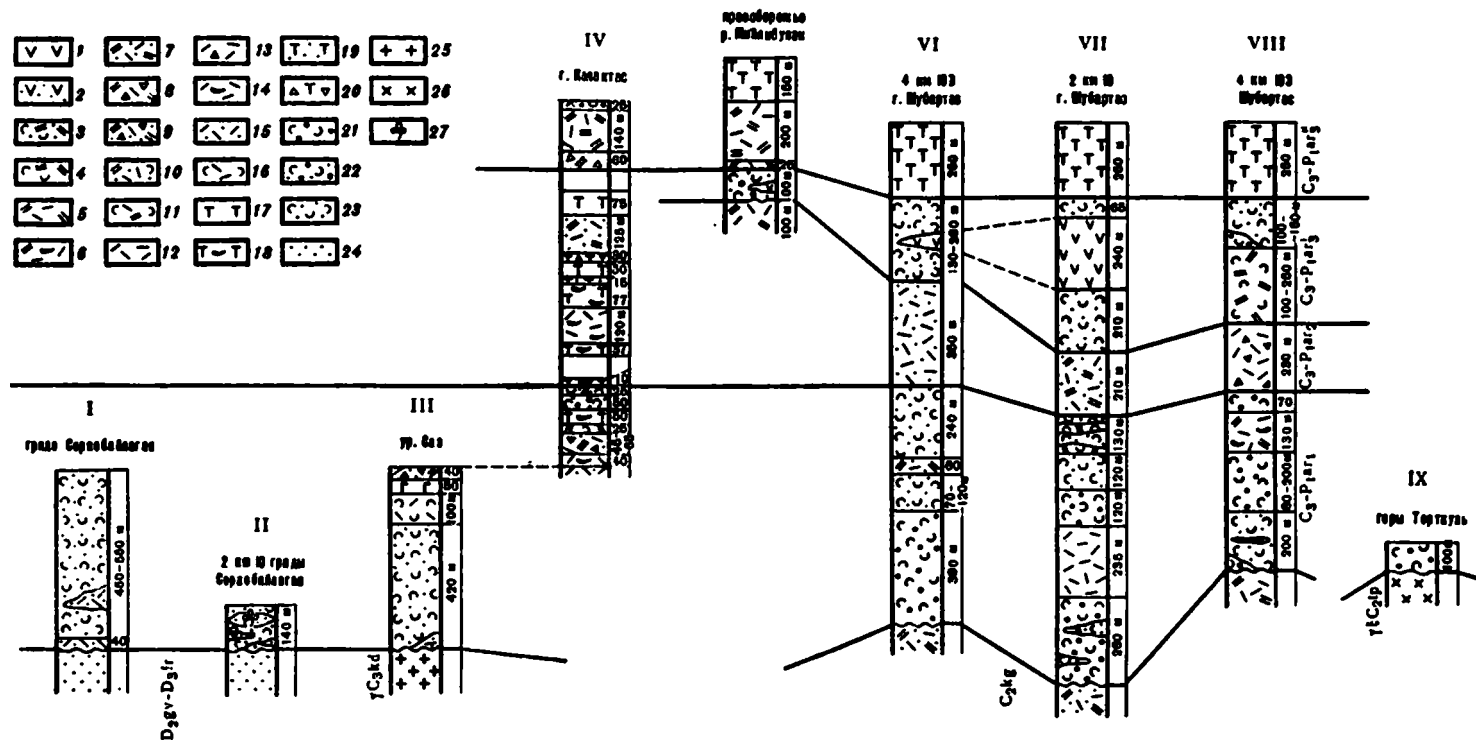


Рис. 28. Схема сопоставления разрезов архарлинской свиты (составили Л. В. Беляков и А. М. Курчаков):
 1 — андезитовые порфиры; 2 — туфы андезитового состава; 3 — туффиты дацитового состава; 4 — туфы, туффиты, туфогенно-осадочные породы дацитового состава; 5 — липарито-дацитовые порфиры; 6 — игнимбриты липарито-дацитового состава; 7 — туфы липарито-дацитового состава; 8 — вулканические брекчии липарито-дацитового состава; 9 — туфы и вулканические брекчии липарито-дацитового состава; 10 — туффиты липарито-дацитового состава; 11 — туфы, туффиты, туфогенно-осадочные породы липарито-дацитового состава; 12 — липаритовые порфиры; 13 — лавовые брекчии липаритового состава; 14 — игнимбриты липаритового состава; 15 — туфы липаритового состава; 16 — туфы, туффиты, туфогенно-осадочные породы липаритового состава; 17 — трахилипаритовые порфиры; 18 — игнимбриты трахилипаритового состава; 19 — туфы трахилипаритового состава; 20 — вулканические брекчии трахилипаритового состава; 21 — туфогенные конгломераты; 22 — туфогенные конгломераты и песчаники; 23 — туфогенные песчаники; 24 — алевриты и песчаники; 25 — граниты; 26 — граносиениты; 27 — ископаемая флора

ломов. Обломочный материал в них слабо окатан и представлен фаменскими песчаниками и алевролитами, граносиенитами Торткульского массива, основными и средними эффузивами нижекаркаралинской подсвиты. Мощность конгломератов не превышает 20—40 м.

Средняя подсвита архарлинской свиты согласно залегает на нижней подсвите. Она представлена туфоловами, игнимбритами и туфами липаритового, липарито-дацитового и трахилипаритового состава. Вулканогенно-осадочные породы практически полностью отсутствуют.

В Токрауской впадине разрез средней подсвиты изучен северо-западнее горы Калактас, в северном крыле Кызылсуранской синклинали. Граница с нижней подсвитой проводится по кровле туффигов, которыми заканчивается разрез нижней подсвиты (рис. 28, разр. IV). Выше по разрезу, описанному Л. В. Беляковым, наблюдаются:

	Мощность, м
11. Игнимбриты трахилипаритового состава	10
12. Пластовое субвулканическое тело трахилипаритовых порфиров	110
13. Туфолавы и лавовые брекчии трахилипаритового состава	37
14. Туфолавы и игнимбриты липаритового и липарито-дацитового состава. Мощность слоев колеблется от 5 до 25 м	120
15. Игнимбриты трахилипаритового и трахидацитового состава, коричнево-сиреневые, с отчетливой линзовидно-полосчатой текстурой	77
16. Туфы трахилипаритового и липаритового состава, сиреневые, средне-обломочные, переходящие в верхней части слоя в игнимбриты	15
17. Игнимбриты трахилипаритового и липаритового состава, сиреневые, с прослоями среднеобломочных туфов мощностью до 5—8 м	50
18. Лавобрекчии трахилипаритового состава. Обломки достигают 1—2 м в диаметре	30
19. Туфы липарито-дацитового и дацитового состава, красновато-коричневые	125
20. Игнимбриты липарито-дацитового состава, заключающие в себе покровы трахилипаритовых порфиров мощностью до 15 м	75
Общая мощность 550—600 м.	

В зоне Карадон-Темиршинского разлома мощность средней подсвиты уменьшается вдвое, наблюдаются резкие колебания состава (рис. 28, разр. VI; VII, VIII). Мощности подсвиты в пределах всего района меняются от 200 до 600—650 м.

Верхняя подсвита архарлинской свиты залегает согласно, местами со следами незначительного размыва, на средней подсвите. Наряду с лавами и туфолавами трахилипаритового, липаритового и липарито-дацитового состава в ней существенную роль играют вулканогенно-осадочные породы: туфогенные песчаники, алевролиты и отчасти конгломераты. В подсвите выделяются две пачки: нижняя мощностью от 20 до 515 м, в которой преобладают туфогенные песчаники и алевролиты с быстро выклинивающимися покровами андезитовых порфиров, и верхняя пачка лав и туфолав липаритового, трахилипаритового и липарито-дацитового состава мощностью до 550 м.

В 3,5 км юго-восточнее пос. Мийлибулак верхняя подсвита слагает юго-восточное крыло Кызылсуранской синклинали. Снизу вверх по разрезу, описанному Л. В. Беляковым, наблюдается следующая последовательность в смене пород (рис. 28, разр. V):

На игнимбритах липарито-дацитового состава, слагающих кровлю средней подсвиты, согласно налегают:

Нижняя пачка верхней подсвиты	Мощность, м
1. Туфогенные конгломераты, зеленовато-серые, с обломками подстилающих пород и крупнозернистых лейкократовых гранитов, и туфогенные песчаники, туффиты, туфоалевролиты	100

В 3 км севернее, среди песчаников нижней пачки появляются невыдержанные по простираанию покровы андезитовых порфиров мощностью до 40—50 м.

Верхняя пачка

2. Игнимбриты липарито-дацитового состава	25
3. Туфолавы липарито-дацитового состава, лилово-коричневые	200
4. Трахилипаритовые и липаритовые порфиры, флюидальные	150
Неполная мощность более 375 м.	

Излияние туфолав и трахилипаритовых порфиров, давших покровы 4 и 5, происходило из экструзивного аппарата, расположенного в 3 км западнее. По мере удаления от центра извержения на север мощности лав и туфолав уменьшаются. Покров туфолав полностью выклинивается на западных склонах горы Кызылсурап. Вышележащий покров трахилипаритовых порфиров юго-западнее горы Калактас замещается розовато-серыми липарито-дацитовыми и липаритовыми порфирами, достигающими мощности около 200 м (рис. 28, разр. IV). Выше покрова залегают серые туфогенные конгломераты, песчаники и алевролиты мощностью 25 м. Вверх по разрезу, уже за пределами описываемой территории, они сменяются покровом автомагматических брекчий липарито-дацитового состава мощностью 230 м. На автомагматических брекчиях вновь залегают туфогенные песчаники и алевролиты мощностью 10—15 м. Разрез венчается покровом лав липарито-дацитового состава с игнимбритами в основании. Мощность его более 100 м.

В пределах описываемой территории растительные остатки плохой сохранности были обнаружены лишь в основании нижней подсвиты архарлинской свиты, в 2 км южнее гряды Серкебайлаган. М. Ф. Микунов определил среди них *Calamites* cf. *suckowi* Brong., *Calamites* sp., *Paracalamites* sp. Вышеуказанный вид известен главным образом из отложений среднего и верхнего карбона. Значительно реже он встречается в намюрском ярусе и отложениях нижней перми. По данным В. Ф. Беспалова, в верховьях р. Донблан в туфогенно-осадочных породах нижней подсвиты были встречены: *Noeggerathiopsis subangusta* Zal., *Noeggerathiopsis* cf. *Derzavini* Neub., *Noeggerathiopsis* sp., *Ginkgophyllum* sp. Им же в горах Даулетсай в нижней половине архарлинской свиты были обнаружены растительные остатки хорошей сохранности: *Noeggerathiopsis theodori* Tschirk. et Zal., *Phillotheca deliquescens* (Goepp.) Sch., *Noeggerathiopsis subangusta* Zal. (определения М. И. Радченко). Из перечисленных форм *Noeggerathiopsis theodori* Tschirk. et Zal., *Noeggerathiopsis subangusta* Zal. являются характерными формами алыкаевской и мазуровской подсвит Кузбасса (средний-верхний карбон).

Noeggerathiopsis Derzavini Neub. является руководящей формой нижней перми флоры тунгусского типа. В других районах Северного Прибалхашья в архарлинской свите были обнаружены характерные нижнепермские виды: *Paracalamites striatus* Schw., *P.* cf. *kutorgai* Cteinitz., *P. vicinalis* Radz., *Calamites gigas* Brongn. (определения М. И. Радченко).

Учитывая эти данные, а также то, что на описываемой территории архарлинская свита со следами размыва залегает на гранитах калдырминского комплекса, прорывающих керегетасскую свиту среднего карбона, следует признать как наиболее вероятный верхнекаменноугольный—нижнепермский возраст архарлинской свиты.

Жерловые и субвулканические образования верхнего карбона — нижней перми

Остатки вулканических аппаратов широко развиты в зоне Карадон-Темиршинского разлома, главным образом в районе Бохтинского гранитного массива, и в Токрауской впадине, в районе гор Калактас и Кызылсуран.

В районе Бохтинского массива (Тихомиров и др., 1964) экструзивные аппараты группируются в четыре зоны по определенной тектонической приуроченности и соотношению с вмещающими породами (рис. 29, 30). Крайняя южная зона располагается южнее гранитного массива Даут (рис. 31). Зона включает в себя крупную жерловину горы Аксоран и ряд мелких вулканических аппаратов, расположенных западнее. Жерловина горы Аксоран при ширине не более 1 км имеет протяженность 7 км. Сложена она лавобрекчиями, туфоловами и лавами трахилипаритового состава со сферолитовой и линзовидно-полосчатой текстурой. Текстуры течения ориентированы параллельно контактам с вмещающими породами и залегают почти вертикально или скрутым ($70-80^\circ$) наклоном к югу. Лишь на южном склоне горы Аксоран полосчатость выполаживается на участке перехода от выводного канала к покрову. Для центральной части жерловины характерен лавовый облик пород; в краевых частях породы приобретают брекчиевидное строение. Несколько северо-западнее вскрыта другая, Батыртаская, зона развития экструзий. Здесь, в 2 км северо-восточнее горы Батыртас, известна одна жерловина, вытянутая в северо-западном направлении на протяжении 2,5 км при ширине 0,2—0,3 км. Она образована лавами и туфоловами трахилипаритового состава. Жерловина имеет крутое, почти вертикальное падение на юг.

Следующая область выходов экструзивных аппаратов занимает северную и северо-восточную часть Бохтинского массива. В состав зоны входит относительно крупная жерловина в 3 км северо-восточнее горы Каратас и несколько мелких тел, расположенных севернее. Крупная экструзия имеет неправильную изометрическую форму диаметром не более 1 км. Она прорывает гранодиориты и граниты топарского и калдырминского комплексов, породы нижнекаркаралинской подсвиты, девонские песчаники. Выводной канал сложен туфоловами и лавами трахилипаритового и липаритового состава с крутой восстающей флюидальной полосчатостью; общее падение жерловины крутое, почти вертикальное, на север. В 3—3,5 км к северо-северо-западу от Бохтинско-

Рис. 29. Тектоническая схема района Бохтинского массива (составили И. Л. Дорохов, А. М. Курчавов, В. Г. Тихомиров):

1 — линейные складки пород ордовика и силура; 2 — линейные, брахиформные и дисгармоничные складки пород нижнего девона; 3 — линейные, брахиформные и дисгармоничные складки пород среднего-верхнего девона; 4 — пологие брахиформные складки вулканогенного карбона; 5 — нижне-каменноугольные интрузивы; 6 — среднекаменноугольные интрузивы; 7 — верхнекаменноугольные граниты; 8 — пермский дайковый комплекс; 9 — субвулканические тела; 10 — экструзивные тела; 11, 12 — геологические границы; 13, 14 — разрывные нарушения; 15 — контуры каналов внедрения интрузий и экструзий; 16 — элементы первичной ориентировки в гранитах: наклонное залегание первичных трещин, горизонтальное залегание первичных трещин, ориентировка первичной полосчатости и шлировых выделений, ориентировка линий течения; 17 — ориентировка полосчатости туфолов (наклонная, вертикальная); 18 — падение поверхности контакта. Цифрами на карте обозначены: 1, 2, 3 — Бохтинский, Акбикский, Даутский гранитные массивы

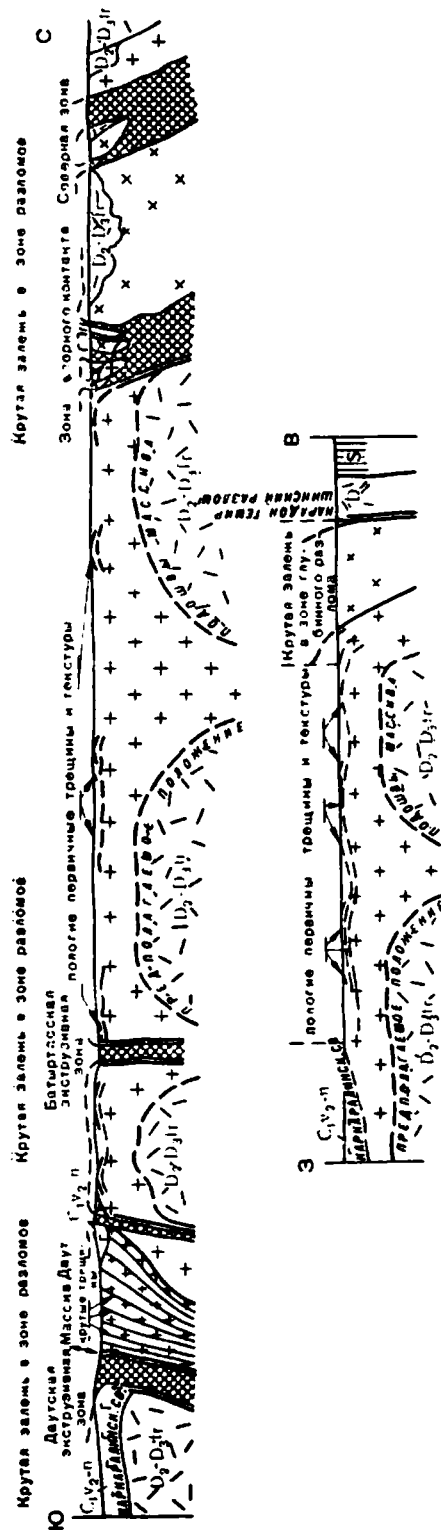


Рис. 30. Схематические разрезы к тектонической схеме Бохтинского массива (составили И. Л. Дорохов, А. М. Курчаков, В. Г. Тихомиров). Условные обозначения см. рис. 29. Косой штриховкой жерловины обозначены жерловые образования, крестами — граниты

го массива развита четвертая (Северная) зона. Экструзии прорывают здесь гранитоиды и смятые в складки осадочные отложения живецкого и франского ярусов. Зона представлена двумя экструзивными аппаратами, из которых северный имеет протяженность около 2 км при ширине 0,4—0,8 км, а южный имеет подковообразную форму. Протяженность южной жерловины около 0,8 км, ширина 0,2—0,4 км. Сложены они туфолавами трахилипаритового состава. В жерловине содержатся многочисленные обломки этих пород, обтекаемые лавой. Отдельные инъекции лавового материала в осветленные габбро-диориты наблюдаются непосредственно в области контакта. Жерловины имеют общее крутое падение на север под углом 60—70°, что устанавливается по ориентировке тектур течений.

В Токрауской впадине экструзивные аппараты широко развиты в окрестностях гор Калактас и Кызылсуран. Как и в районе Бохтинского массива, они группируются здесь в вулканические зоны, обнаруживая тесную пространственную связь с одновозрастными субвулканическими образованиями и гипабиссальными интрузиями более молодого джаксытагалинского комплекса. Выделяются три таких зоны. Наиболее северная из них расположена в 6 км к северу от горы Калактас. Она протягивается в северо-западном направлении более чем на 15 км при ширине 1—3 км. Кроме вулканических аппаратов к зоне приурочены субвулканические тела и многочис-

ленные дайки. Крупный экструзивный аппарат расположен в юго-восточном окончании зоны. Он ориентирован в северо-западном направлении и обладает при ширине не более 1 км протяженностью около 5 км. Следующая зона проходит в 4—5 км восточнее горы Калактас. Она вытянута в юго-западном направлении не менее чем на 15 км при ширине около 3—4 км. На севере она смыкается с описанной выше зо-

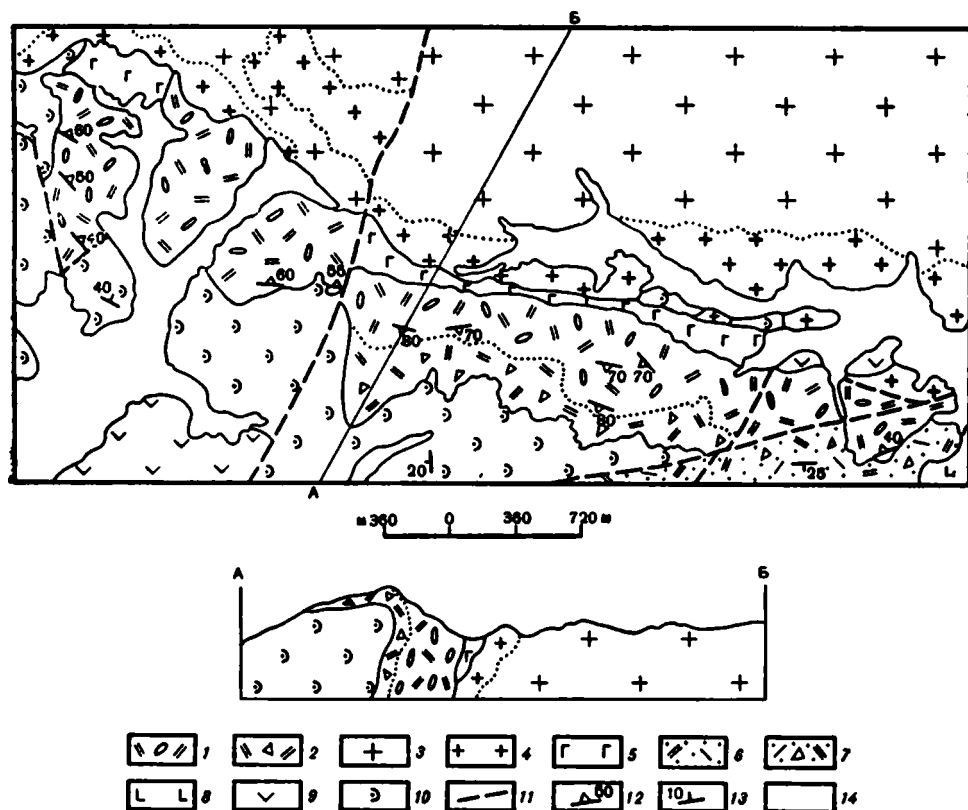


Рис. 31. Даутская экструзивная зона (составили И. Л. Дорохов и А. М. Курчавов): 1 — туфолавы; 2 — лавовые брекчии; 3, 4 — граниты верхнекаменноугольные (крупнозернистые, мелкозернистые); 5 — субвулканические тела основного состава; вулканы каркаралинской свиты: 6 — туфы липарито-дацитового состава, 7 — вулканические брекчии липарито-дацитового состава, 8 — андезито-базальтовые порфиры; 9 — андезитовые порфиры; 10 — туфогенные песчаники; 11 — разрывные нарушения; 12 — наклонное залегание флюиальности в лавах; 13 — наклонное залегание пород; 14 — рыхлые отложения

ной. У южной окраины Мийлибулакского массива располагается линейно вытянутый экструзивный аппарат протяженностью более 2 км, в котором наблюдается непосредственный переход от жерла, сложенного трахилипаритовыми и липаритовыми порфирами с крутовосстающей флюиальной полосчатостью, к почти горизонтально лежащему покрову, слагающему здесь кровлю среднеархарлинской подсвиты. Крупная жерловина, выполненная липарито-дацитовыми порфирами и туфолавами, наблюдается в правом склоне долины р. Мийлибулак, в 4 км юго-западнее одноименного гранитного массива. Ее структурно-тектоническая позиция определяется крупным меридиональным разрывом. Протяженность жерла в меридиональном направлении более 2,5, ширина —

около 1 км. Внутренняя ее часть сложена флюидальными и неравномерно кварцитизированными липарито-дацитовыми порфирами с круто восстающей флюидальной полосчатостью. В краевых частях жерловины появляются туфолавы. Среднеархарлинский возраст этого жерла устанавливается по присутствию обломков слагающих его пород в основании перекрывающей верхнеархарлинской подсвиты. Южная зона экстрוזий прослеживается в широтном направлении к западу от р. Мийлибулак (южное окончание Кызылсуранской синклинали). Большая часть ее находится за пределами описываемой территории, на которую попадает лишь один вулканический аппарат. Он имеет удлиненную форму в плане. Протяженность его в широтном направлении более 2 км, ширина 0,5—0,7 км. К югу и к северу от жерла туфолавы и трахилипаритовые порфиры переходят в полого лежащие покровы верхней пачки верхнеархарлинской подсвиты.

Эффузивные породы, слагающие остатки архарлинских вулканических аппаратов, представлены лавовыми и вулканическими брекчиями, флюидальными лавами и туфолавами. По составу породы варьируют от трахилипаритов и липаритов до липарито-дацитов и, реже, дацитов. По внешнему облику и по петрографическим особенностям они идентичны своим покровным аналогам.

Субвулканические образования представлены породами липарито-дацитового, липаритового, трахилипаритового, дацитового и андезитового состава. Они образуют тела разнообразной формы, от мелких штоков до крупных силлов и даек, ориентированных вдоль разрывов.

Субвулканические липарито-дациловые, липаритовые и трахилипаритовые порфиры развиты в Токрауской впадине, главным образом в районе гор Калактас и Кызылсуран, и в зоне Карадон-Темиршинского разлома у горы Шубартас. В районе горы Шубартас имеется несколько штоков липарито-дацитовых порфиров размером до 1 км в диаметре. В Кызылсуранской синклинали трахилипаритовые и липаритовые порфиры образуют пластовые тела и дайки, тесно ассоциирующие с разновозрастными экстрוזивными аппаратами и интрузиями джаксытагалинского комплекса. Все субвулканические тела контролируются разрывами или ослабленными зонами. Так, крупный силл трахилипаритовых порфиров мощностью до 100 м находится в 6 км севернее горы Калактас. Внедрение расплава произошло в ослабленную зону контакта между нижней и средней подсвитами архарлинской свиты. Выходы силла представляют собой узкую полосу, вытянутую в северо-западном направлении на протяжении более 5 км. Наблюдается переход его в жерловину с крутовосстающей флюидальной полосчатостью, с оторочкой туфолав вдоль контактов с вмещающими породами.

Субвулканические андезитовые порфириты образуют штоки среди пород архарлинской и керегетасской свит южнее гряды Серкебайлаган и в районе горы Шубартас. В плане эти тела имеют неправильную изометрическую или слегка удлиненную с извилистыми контурами форму. Размеры штоков колеблются от первых десятков метров до 2—4 км в поперечнике. Контакты с вмещающими породами в большинстве случаев крутые, почти вертикальные. Породы имеют массивный однородный облик и приближаются к своим эффузивным аналогам, образующим покровы в нижней части верхнеархарлинской подсвиты района горы Шубартас и в низовье р. Мийлибулак.

Субвулканические дацитовые порфириты образуют немногочисленные мелкие тела в виде штоков в тесной ассоциации с субвулканическими андезитовыми порфиритами, которые они прорывают. Размеры

штоков не превышают первых сотен метров. Макроскопически это породы свежего облика с тонкозернистой основной массой, светлыми вкрапленниками полевых шпатов, биотита, изредка кварца. Среди акцессорных минералов определены апатит, циркон, магнетит и очень редко сфен. Структура основной массы микропоякилитовая, иногда переходящая в пилотакситовую, участками микросферолитовая.

Автомагматические брекчии каменноугольного и пермского возраста

Автомагматические брекчии, связанные с каменноугольными и пермскими вулканогенными свитами и располагающиеся в пределах Токрауской впадины, развиты шире девонских и встречаются в ряде пунктов.

В первую группу объединены автомагматические брекчии нижне-го-среднего карбона, прорывающие каркаралтинскую свиту и, в свою очередь, секущиеся гранитоидами топарского комплекса. Ко второй группе отнесены постсреднекаменноугольные автомагматические брекчии, образующие межпластовые залежи в кергетасской свите. К третьей группе относятся брекчии верхнего карбона — нижней перми, имеющие интрузивные и стратиграфические контакты с верхней подсвитой архарлинской свиты. Четвертая группа объединяет автомагматические брекчии постверхнекаменноугольного-нижнепермского возраста. Они образуют небольшие штокообразные тела, рвущие породы архарлинской свиты.

Автомагматические брекчии роговообманковых дацитов нижнего и среднего карбона были изучены наиболее подробно. По данным Л. В. Белякова и В. С. Возовой, они слагают большие поля (до 3×15 км) к югу от Темиршинского массива и прорывают породы, отнесенные к каркаралтинской свите. Эти брекчии представляют собой темно-серые, зернистые породы с неоднородной беспорядочной структурой и окраской. Они состоят из осколков плагиоклазов и роговых обманок, иногда пироксенов (в виде реликтов), редко кварца и основной массы, для которой характерны типичные структуры кислых лав.

Минеральный состав: главные породообразующие минералы — плагиоклаз, роговая обманка (по оптическим свойствам занимает промежуточное положение между обыкновенной и базальтической роговой обманкой: $2V=77-79$; $c:N_g=13-15$; $\text{двупреломление}=0,026-0,028$), пироксен (в реликтах), кварц, калиевый полевой шпат, биотит. Акцессорные — апатит, магнетит; вторичные — альбит, серицит, хлорит, эпидот, лейкоксен, карбонат.

Количество осколков минералов в породах непостоянно, однако, как правило, превышает количество цемента (местами 70—90% всей породы). Среди осколков развиты плагиоклаз, роговая обманка, изредка встречаются зерна пироксена, изогнутые чешуйки биотита и осколки зерен кварца. Цементируются осколки лавовым материалом первично витрофировой структуры с ясно различимыми реликтами линий течения. В брекчиях присутствуют ксенолиты андезитовых порфиритов. Они подверглись некоторому оплавлению, вследствие чего их четкие контуры утрачены.

Автомагматические брекчии липарито-дацитов и дацитов верхнего карбона — нижней перми образуют межпластовые залежи протяженностью несколько километров при мощности до

200—300 м, приуроченные главным образом к нижней пачке верхнеархарлинской подсвиты, сложенной туфогенными песчаниками и алевролитами. В 1 км западнее горы Калактас наблюдалась полоса автомагматических брекчий, переполненных обломками вышележащих кислых лав липарито-дацитовых и липаритовых порфиров. Ширина полосы 15—20 м. При удалении от контакта с перекрывающими породами количество обломков довольно быстро уменьшается. В 2—3 км юго-западнее горы Калактас, за пределами описываемой территории, выше лав верхней пачки верхнеархарлинской подсвиты залегают песчаники и алевролиты, среди которых вновь встречаются межпластовые тела автомагматических брекчий мощностью до 150—200 м. Протяженность их также измеряется километрами. Верхнеархарлинские песчаники, залегающие выше, в значительной мере состоят из продуктов перемыва этих автомагматических брекчий.

Кроме автомагматических брекчий с отчетливой флюидалностью основной массы, в склонах гор Калактас и Кызылсуран встречаются разности, основная масса которых сильно изменена и в ряде случаев напоминает цемент пирокластических пород, состоящий из пеплового перекристаллизованного материала. Однако детальное изучение этих пород приводит к выводу, что «пепловые частички», так же как и в девонских автомагматических брекчиях, представляют собой кусочки вспененного лавового цемента. В описываемых породах заключены сплюснутые, линзообразные и лепешкообразные обломки вмещающих пород архарлинской свиты размером до нескольких сантиметров, а также линзовидные включения кварц-полевошпатового материала, которые сближают автомагматические брекчин с туфолавами липаритового и трахилипаритового состава. Как правило, эти линзообразные включения ориентированы параллельно контактам с вмещающими породами. По мере приближения к последним количество обломков и включений возрастает.

Автомагматические брекчин постсреднекаменноугольного и постверхнекаменноугольного-нижнепермского возраста, по данным А. М. Курчакова и А. П. Урываевой, образуют небольшие штокообразные тела и залежи в окрестностях гор Карасуран и Аксуран. Вмещающими породами для них служат вулканогенные породы калмакэмльской, керетгасской и архарлинской свит. Верхний возрастной предел не известен. По петрографическим признакам и условиям залегания они обнаруживают большое сходство с описанными выше автомагматическими брекчиями и по составу относятся к липарито-дацитам и дацитам.

Петрографическая характеристика пород верхнекаменноугольного-нижнепермского возраста

Наибольшим распространением среди пород архарлинской свиты, ее жерловых и субвулканических аналогов пользуются лавы, гнигмбриты и туфы липаритового, трахилипаритового и дацитового состава, а также туфогенно-осадочные разности. Силикатные анализы (см. табл. 5) показывают нередко более высокое содержание щелочей в этих породах по сравнению с породами нормального ряда.

Эффузивные породы дацитового, липаритового, трахилипаритового состава и их переходные разности характеризуются порфировой текстурой, сферолитовой или тонкой полосчатой текстурой. Вкрапленники составляют от 10—15% до 30—40% от объема породы и представлены полевым шпатом, кварцем, биотитом и роговой обманкой. В состав пород входят минералы: плагиоклаз, калинатовый полевой шпат, кварц,

биотит, роговая обманка, апатит, циркон; из вторичных: хлорит, серицит и мусковит, соссюритовые и пелитовые частицы.

Липаритовые порфиры — породы с ярко выраженной порфировой структурой и четкой флюидалностью, реже массивные. Минералогический состав: калинатровый полевой шпат, кварц, плагиоклаз № 18—20, биотит, мусковит, апатит; из вторичных — хлорит и серицит. Вкрапленники представлены плагиоклазом (60—70%), кварцем (5—10%), единичными зернами калинатрового полевого шпата (до 5%) и биотитом (5—10%). Основная масса сложена агрегатом альбитизированного плагиоклаза (25—30%), и калинатрового полевого шпата (30—35%), кварца (20%) и слабо разложенного вулканического стекла. Структура базиса — микрофельзитовая и вторичная сферолитовая, чаще — микропойкилобластовая.

Липарито-дацитовые порфиры и дацитовые порфириты характеризуются присутствием во вкрапленниках лишь плагиоклаза. В основной массе также преобладает альбитизированный плагиоклаз, погруженный в кварцевый базис. Структура ее переходная от микролитовой к пилотакситовой. В липарито-дацитовых порфирах присутствует калиновый полевой шпат до 15—20% от объема породы, в дацитовых порфиритах количество его составляет не более 10%.

Трахилипаритовые порфиры близки к липаритовым порфирам. Они обладают порфировым строением и ясной флюидалностью. Вкрапленники составляют 15—20% от объема породы и представлены белым и розовым плагиоклазом, калинатровым полевым шпатом и редкими листочками биотита. В составе основной массы калинатровый полевой шпат преобладает (35—45% от объема породы) над кварцем (25—20%) и плагиоклазом (15—20%). Основная масса тонкофлюидная с микропойкилитовой, микрофельзитовой и сферолитовой структурами.

Андезитовые порфириты — темно-серые породы, с нечетко выраженной флюидалной текстурой или массивные, содержат многочисленные вкрапленники голубовато-белого плагиоклаза, реже — пироксена и роговой обманки. Основная масса гиапоидитовая; состоит из слабо индивидуализированного вулканического стекла, замутненного рудной пылью. Порода в целом имеет довольно «свежий» облик, лишь участками в основной массе развит лучистый хлорит и травяно-зеленый эпидот.

Лавовые брекчи липаритового и липарито-дацитового состава залегают обычно в основании потоков лав, реже в средней их части. Состоят из крупных обломков тонкофлюидалных стекловатых лав, сцементированных лавовым материалом. Обломки и цемент чаще имеют один и тот же состав — липаритовый или липарито-дацитовый. Брекчиевая структура подчеркивается различно ориентированной тонкой флюидалностью в обломках.

Туфолавы от липарито-дацитового до трахилипаритового состава макроскопически почти не отличаются друг от друга и напоминают лавы с хорошо выраженной полосчатой текстурой. Однако на фоне довольно равномерного стекловатого лавового материала хорошо различимы осколки минералов и пород. Включения обволакиваются тонкофлюидалным лавовым материалом. Величина кристаллов и обломков пород меняется от 0,05 до 1—3 см. Толщина линзовидных прослоев от 0,1 до 2 см. Состав включений: полевые шпаты (50—55% от объема всех включений), кварц (5—10%), темноцветные минералы (5%), обломки лав, туфов и туфолав, кусочки стекла и пепловые частицы (25—

30%). Состав линз и прослоев близок к цементирующей лаве. Характер последней аналогичен описанным выше дацитовым порфирирам, липаритовым и трахилипаритовым порфирам. Часто наблюдается чередование туфолов разного состава, выраженное в постепенном увеличении или уменьшении количества щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) от 6—7% для липарито-дацитовых до 8—10% для трахилипаритовых разностей.

Туфы липарито-дацитового, липаритового и трахилипаритового состава разделяются на мелко- и крупнообломочные разности, реже вулканические брекчии, а по структурам — на литокристаллокластические, реже витрокластические. В составе обломков различаются: лавы от липарито-дацитовых до трахилипаритовых со структурно-петрографическими особенностями, свойственными лавам данной свиты; частицы вулканического стекла, а также многочисленные осколки кристаллов плагиноклаза, кварца, реже калинатрового полевого шпата, биотита и роговой обманки. Цементирующая масса состоит из мелких обломков минералов и пород, скрепленных раскристаллизованным пепловым материалом.

Игнимбриты липарито-дацитового, липаритового и трахилипаритового состава — лавоподобные породы с полосчатой текстурой и небольшим количеством включений полевых шпатов и красновато-коричневых «фьямме». Порода имеет витрокластическую и литокристаллокластическую структуры. Обломочный материал, составляющий до 25—30% объема породы, представлен осколками вулканического стекла, кристаллов (плагиноклаза, калиевого полевого шпата, кварца, слюд) и «фьямме». «Фьямме» имеют вытянутую рыбообразную форму с растрепанными окончаниями и ориентированы длинной стороной по течению материала. Размер их колеблется от 2—4 мм до 3—6 см. Цементирующий материал образован пылевидными осколками стекла, плотно прилегающими друг к другу. Степень спекания туфа определяется по характеру границ этих пепловых частиц и границ «фьямме». В разрезах наблюдались почти все разности игнимбритов: от простых пепловых туфов с четкими очертаниями пепловых осколков до реонгнимбритов. Наибольшее распространение получили спекшиеся туфы с хорошо различимыми очертаниями пепловых частиц.

Туффиты характеризуются наличием полуокатанных обломков минералов (полевых шпатов, кварца) и реже — пород. Удлиненные обломки ориентированы в одном направлении. Промежуточная масса имеет тонкозернистое строение и образует низкополяризующий агрегат.

Туфогенные песчаники — массивные, реже слоистые породы. Структура меняется от мелко- до крупнозернистой с переходами в грубозернистую. Обломочный материал имеет угловатую или слабоокатанную форму, составляя до 50—60% от объема породы. Пирокластический материал распределен очень неравномерно. Содержание его колеблется от 10—15 до 40—50%. Туфогенные песчаники содержат примесь аркозового материала. Нередко в них встречаются обломки гранитов. В состав кластического материала входят плагиноклазы (альбит-олигоклаз, олигоклаз), кварц, калинатровый полевой шпат, биотит, обломки гранитов, лав, туфолов, туфов кислого состава, осадочных пород. Количественные соотношения их непостоянны. Местами количество аркозового материала возрастает настолько, что песчаники переходят в аркозовые. На долю полевых шпатов в них приходится до 60—65% от количества песчаной фракции, кварц содержится в количестве до 20—30%, в большом количестве присутствует биотит. Цемент песчаников состоит из низкополяризующего агрегата, в котором видны пепловые частицы, мелкие остроугольные осколки пород и кри-

сталлов, иногда — примесь пелитового материала, нацело перекристаллизованного в серицит-хлоритовый агрегат.

Туфогенные конгломераты разделяются на гравийные, мелко- и крупногалечные и валунные. Обломочный материал представ-

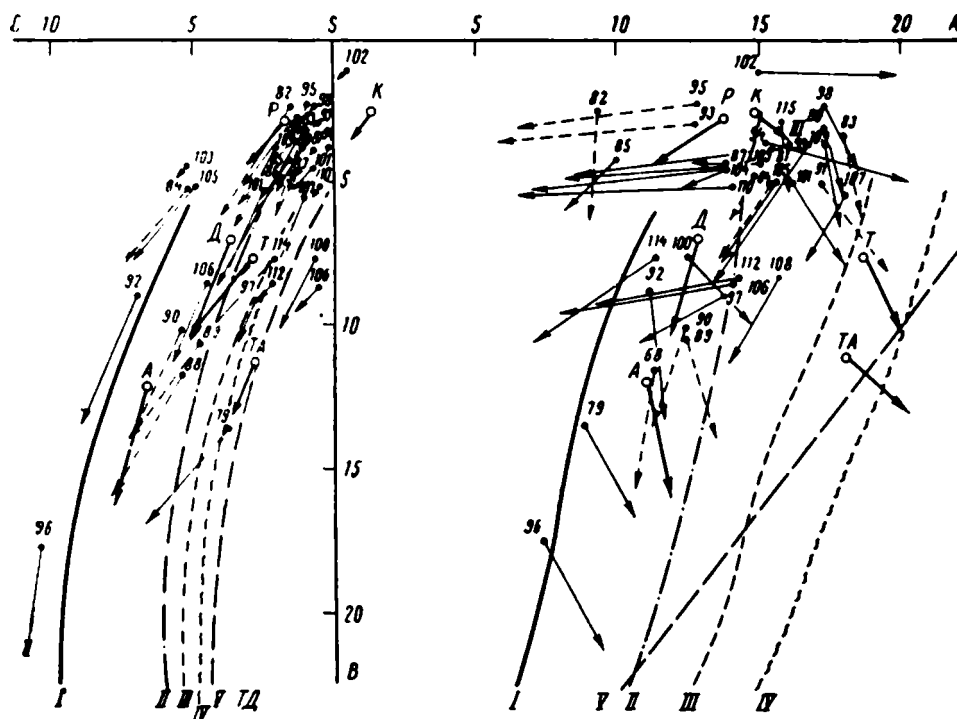


Рис. 32. Диаграмма химического состава пород архарлинской свиты, по методу А. Н. Заварицкого (составил А. М. Курчавов):

I — вариационная линия крайнего левого известково-щелочного ряда дифференциации (тип Пеле); II — вариационная линия крайнего правого известково-щелочного ряда дифференциации (тип Йеллоустонский парк); III — вариационная линия ряда дифференциации, промежуточного между известково-щелочным и щелочным (тип Этна); IV — вариационная линия крайнего левого щелочного ряда дифференциации (тип Магрос); V — вариационная линия крайнего левого щелочного ряда дифференциации (тип Гавайи); средние типы пород (по Р. Дэли); P — риолит, K — комендит, Д — дацит, А — андезит, Т — трахит, ТА — трахиандезит, ТД — трахидолерит, Б — базальт; сплошные стрелки — для поверхностных образований; пунктирные стрелки — для субвулканических образований

лен в основном эффузивными породами кислого состава, реже гранитами и сланцами и обломками минералов (полевых шпатов, кварца, темноцветных). Цемент чаще туфовый, состоит из низкополяризующего агрегата. Соотношения осадочного и пирокластического материала непостоянны. Местами наблюдаются переходы от туфогенных конгломератов к агломератовым вулканическим брекчиям. С другой стороны, наблюдается переход к аркозовым конгломератам. Последние состоят из плохо окатанной гальки и дресвы гранитоидов, сцементированных песчаным аркозовым материалом с примесью пепловых частиц в цементе. Основную часть обломочного материала составляют продукты разрушения гранитных массивов — полевые шпаты (60—65% от объема обломков), кварц (20—25%), темноцветные минералы (5—10%) и

обломки гранитов (10—15%). Количество последних на участках непосредственного залегания песчаников на гранитоидах достигает 50—70%.

Петрохимическая характеристика пород верхнего карбона — нижней перми

Для петрохимической характеристики было использовано 36 силикатных анализов, отражающих состав типичных пород из различных частей разреза свиты (см. табл. 5). Пересчеты составов по методу А. Н. Заварицкого нанесены на диаграмму (рис. 32). Фигуративные точки пород располагаются в пределах линий нормального и промежуточного (между нормальным и щелочным) рядов дифференциации, тяготея в большей части к крайнему правому известково-щелочному ряду (тип Йеллоустонского парка). В верхней части диаграммы на поле *ASB* фигуративные точки пород свиты, по сравнению со средними типами нормальных эффузивов по Р. Дэли, сдвинуты вправо. Величина *a* в них достигает 18—19. Наклон стрелок в этой части диаграммы то правый (и порода тогда больше тяготеет к щелочному), то левый (и порода тогда приближается к известково-щелочным разностям эффузивов). Однако в целом для архарлинской свиты характерна более повышенная щелочность пород кислого состава по сравнению с нормальными. Крутой наклон стрелок на поле *CSB* за единичными исключениями характеризует преобладающую роль натрия.

Данные силикатных анализов позволяют относить породы архарлинской свиты к нормальному типу с несколько повышенным содержанием щелочей, что выражается в сдвиге фигуративных точек пород на поле *ASB* диаграммы несколько вправо.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА. НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Отложения этого возраста, впервые выделенные А. М. Курчавовым в 1965 г., распространены в верховьях р. Балатундык северо-западнее поселка Егиндыбулак. Они несогласно перекрывают средне-верхнедевонские отложения, выполняя пологие брахисинклинали с углами падения на крыльях 10—20°. Среди пермских отложений выделено две толщи: вулканогенная и осадочная.

Вулканогенная толща пользуется наибольшим распространением. Низы ее представлены преимущественно туфами, туффитами и туфогенно-осадочными породами трахилипаритового и трахидацитового состава мощностью до 510 м. Верхние толщи сложены лавами, туфами и вулканическими брекчиями трахиандезитового, андезито-базальтового и трахиандезито-базальтового состава мощностью до 700 м. Суммарная мощность разреза вулканогенной толщи достигает 1200 м (рис. 33).

Петрографическая характеристика пород

Туфы и вулканические брекчии трахилипаритового состава состоят из обломков трахилипаритовых порфиров, кристаллов плагиоклаза, калневого полевого шпата и кварца. Основная часть пирокластического материала представлена серповидными, оскольчатыми, рогулькообразными частичками стекла, превращенного в слабо поляризующий кварц-полевошпатовый агрегат.

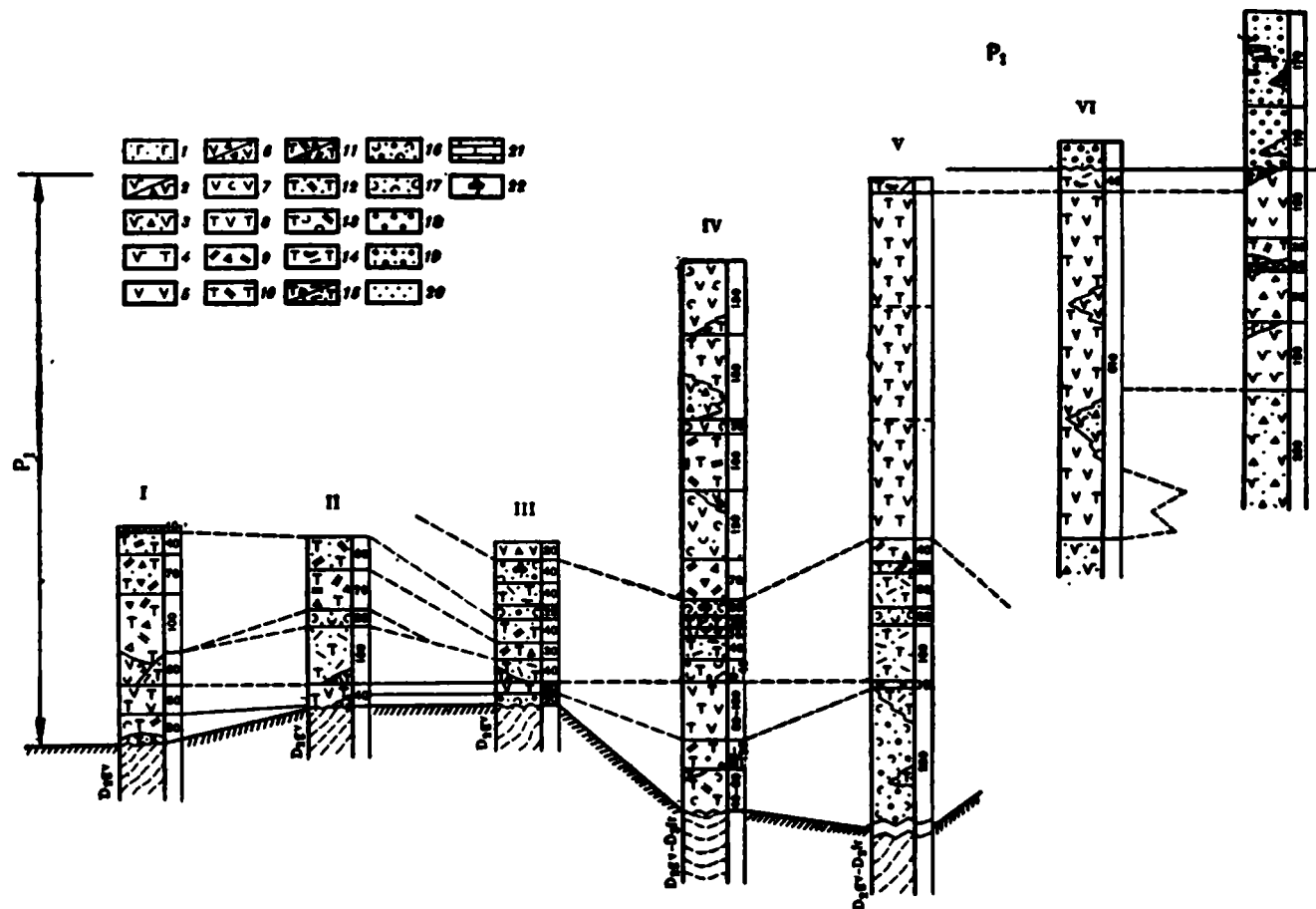


Рис. 33. Сопоставление разрезов нижнепермских отложений (составил А. М. Курчавов):

1—туфы базальтового состава; 2—лавы и вулканические брекчии андезито-базальтового состава; 3—туфы и вулканические брекчии андезито-базальтового состава; 4—трахиандезито-базальтовые порфириты; 5—андезитовые порфириты; 6—вулканические брекчии; брекчии и туфы андезитового состава; 7—туфы, туффиты, туфопесчаники андезитового состава; 8—трахиандезитовые порфириты; 9—вулканические брекчии дацитового состава; 10—трахидацитовые порфириты; 11—вулканические брекчии; брекчии и туфы трахидацитового состава; 12—туфы трахидацитового состава; 13—туфы, туффиты, туфопесчаники трахидацитового состава; 14—игнимбриты трахилипаритового состава; 15—вулканические брекчии; брекчии и туфы трахилипаритового состава; 16—туфогенные конгломераты и песчаники; 17—туфопесчаники; 18—конгломераты; 19—конгломераты и песчаники; 20—алевролиты; 21—известняки; 22—флора

Туфы и вулканические брекчиин трахидацитового состава состоят из обломков трахидацитовых порфиров, кристаллов кислого плагиоклаза и реже калиевого полевого шпата, а также осколков разложившегося вулканического стекла, погруженных в непрозрачный буроватый базис.

Трахиандезитовые порфиры — своеобразные зеленовато-буровато-серые породы с обильными вкрапленниками белого плагиоклаза (лабрадор № 65—70) и реже моноклинного пироксена. Основная масса сложена микролитами плагиоклаза (олигоклаз № 27) и пироксена, погруженными в слабо поляризующий зеленовато-бурый базис. Пироксен не изменен; по плагиоклазу в незначительном количестве развит серицит, соссюрит, пелитовые частицы, но в целом он выглядит свежим.

Андезитовые и андезитобазальтовые порфириты отличаются друг от друга большей основностью плагиоклаза и большим содержанием моноклинного пироксена в последних. Основная масса сложена микролитами плагиоклаза, реже пироксена, которые погружены в слабо поляризующий зеленоватый агрегат хлорита, развившийся по вулканическому стеклу. Пироксен не изменен, плагиоклаз слабо соссюритизирован.

Туфы и вулканические брекчиин андезитового и андезитобазальтового состава находятся в сложных соотношениях друг с другом. Цементирующая масса представлена пирокластическими частицами.

Незначительная степень девитрификации основной массы лав и туфов, крайне слабое развитие вторичных минералов по плагиоклазу являются отличительной чертой всех пород данной толщи.

Фигуративные точки химических составов пород вулканогенной толщи нижней перми на поле *ASB* диаграммы А. Н. Заварицкого в целом образуют рой, тяготеющий к вариационным линиям Йеллоустонского парка и Этны (рис. 34). По сравнению со средними типами пород по Р. Дэли, нанесенными на эту же диаграмму, точки пород нижней перми смещены вправо и более тяготеют к породам с повышенной щелочностью (величина *a* у них достигает 15—20). Меньшая часть точек тяготеет к известково-щелочным. В целом для толщи следует отметить преобладание разностей пород с повышенными содержаниями щелочей, среди которых заметно возрастает роль калия по сравнению с нормальными типами пород по Р. Дэли.

Толща вулканогенных пород с резко выраженным несогласием перекрывает живетско-франские отложения и, в свою очередь, с разрывом перекрывается нижнепермскими конгломератами и песчаниками. Нижнепермский возраст толщи основан на находке комплексов растительных остатков, обнаруженных А. М. Курчавовым в туфогенных песчаниках средней части разреза толщи в 4 км западнее и в 3 км юго-западнее зимовки Егиды (определение С. В. Мейена): *Glossopteropsis* sp., *Cordaites* (*Noeggerathiopsis*) *singularis* (Neub.) S. Meyen, *C. hypoglossus* (Neub.) S. Meyen, *Ruffloria* cf. *derzavini* (Neub.) S. Meyen, *R.* sp. с широкими и узкими дорзальными желобками, *Cordaicladus* cf. *gibbosus* S. Meyen, *Xiphophyllum* (?) sp., *Zamiopteris* sp. nov. Z. aff. *schmalhauseni* Radcz., *Samaropsis* sp. По заключению С. В. Мейена, «в целом такого рода комплексы характеризуют нижнепермские отложения Северной Евразии. Хотя некоторые корданти (руфлории с широкими дорзальными желобками) могут встречаться и в карбоне, о каменноугольном возрасте вмещающих пород говорить не приходится, так как род *Zamiopteris* появляется только с начала пермского времени».

Нижнепермская вулканогенная толща красно-бурой окраской кислых разностей, обилием андезитов-базальтовых лав и пирокластов, повышенной щелочностью пород отличается от описанных выше вулканогенных свит верхнего палеозоя Токрауской впадины. В то же время эти

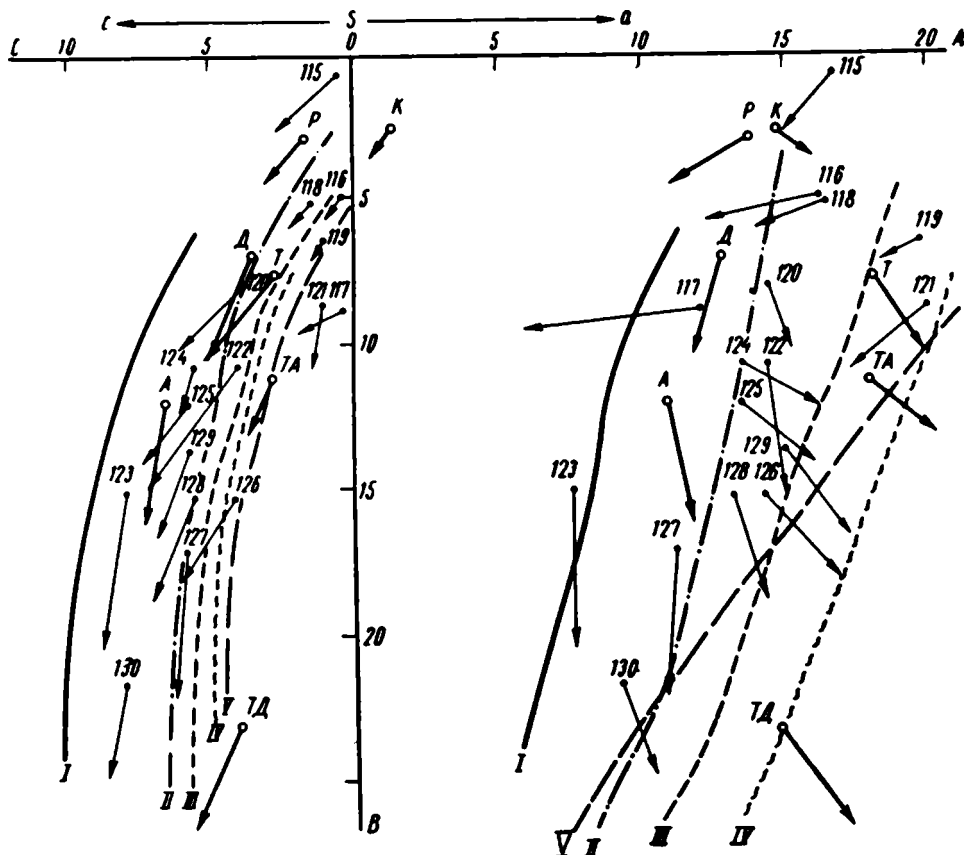


Рис. 34. Диаграмма химического состава пород нижней перми, по методу А. Н. Заварицкого (составил А. М. Курчавов):

I — вариационная линия крайнего левого известково-щелочного ряда дифференциации (тип Пеле); II — вариационная линия крайнего правого известково-щелочного ряда дифференциации (тип Йеллоустонский парк); III — вариационная линия ряда дифференциации, промежуточного между известково-щелочным и щелочным (тип Этна); IV — вариационная линия крайнего левого щелочного ряда дифференциации (тип Марос); V — вариационная линия крайнего левого щелочного ряда дифференциации (тип Гавайи); средние типы пород (по Р. Дэли): P — риолит, K — комендит, Д — дацит, А — андезит, Т — трахит, ТА — трахиандезит, ТД — трахидолерит, Б — базальт

особенности сближают данную толщу с пермскими вулканитами Северо-Балхашской впадины района р. Баканас.

Осадочная толща наблюдается в изолированном выходе: в 12 км северо-западнее пос. Егиндыбулак. Она залегает на разных горизонтах вулканогенной толщи, образуя пологую брахисинклиналь с углами наклона слоев 10—15°. Облик толщи определяют конгломераты и песчаники, среди которых в верхах разреза отмечаются многочисленные прослои и линзы алевролитов и известняков. Преобладающая окраска пород серая с буроватыми, коричневыми, лиловыми оттенками, реже вишневая, черная. Максимальная мощность 280 м. В верхней части толщи

в алевролитах в 200 м выше подошвы разреза А. М. Курчавовым обнаружены растительные остатки (определения С. В. Мейена): *Rufloria* cf. *tebenjkovii* (Schved.) S. Meyen, *R. aff. arta* (Zal.) S. Meyen, *Cordaites* (*Noeggerathiopsis*) sp., *Psygmodphyllum* (?) sp., а также обрывки листьев кордантов типа *Rufloria derzavini*.

Из данного комплекса флоры вид *Rufloria tebenjkovii* характеризует верхнюю часть верхнебалахонской свиты Кузбасса и верхнюю часть бургуклинской свиты Тунгусского бассейна. Вид *R. arta* характеризует, кроме того, низы верхней перми. По заключению С. В. Мейена, наиболее вероятно отнесение вмещающих пород ко второй половине нижней перми.

Глава II

ИНТРУЗИВНЫЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Интрузивные горные породы широко развиты в пределах Джунга-ро-Балхашской области и в меньшей степени в Акбастауском антиклинории. В последующем изложении в возрастной последовательности рассматриваются: рифейские ультраосновные породы, доверхнеордовикские интрузии диорит-порфириров, среднепалеозойские интрузии, нижнекаменноугольный интрузивный комплекс, среднекаменноугольный топарский интрузивный комплекс, верхнекаменноугольный калдырминский интрузивный комплекс, пермские интрузивные комплексы: джаксытагаалинский, акчатауский и кайнарский. Эта схема разделения интрузий разработана авторами настоящей работы с учетом исследований Н. В. Аксаментовой и Р. М. Антонюка (1966), В. Ф. Беспалова (1960), В. Б. Кочурова (1948), Н. Г. Марковой (1948), Г. Ф. Ляпичева (1962), М. П. Русакова (1929, 1958), Т. В. Перекалиной (1966), Н. А. Севрюгина (1959), Н. А. Худякова (1941), Е. В. Шевченко (1956) и др. Различные сведения о гранитоидах описываемой территории содержатся в ряде публикаций авторов этой работы (Афанасьев и др., 1967; Веймарн, 1964; Дорохов, 1965, 1966; Тихомиров, 1964, 1966; Соболев и др., 1965, 1966, 1968).

Рифейские ультраосновные породы

Интрузии рифейского возраста развиты в Акбастауском антиклинории в области ранневарисийских поднятий в горах Токай и тесно связаны с отложениями рифея. Они представлены серпентинитами, лиственинтами и габбро.

Серпентиниты образуют три линзообразных согласных тела протяженностью до 2 км при мощности 200—500 м. Они сложены пластинчатым и волокнистым серпентином с незначительной примесью тремолита, хлорита и карбонатов. Наиболее характерными акцессорными минералами серпентинитов являются хромшпинель, магнетит и бадделлит. В ассоциации с серпентинитами встречаются небольшие тела габбро. Лиственинты слагают удлиненные дайкообразные тела протяженностью 5—7 км, мощностью 10—25 м и, по-видимому, генетически связаны с интрузиями гипербазитов. Они встречаются в массивах гипербазитов и за их пределами, выполняя трещины. Породы имеют однообразный состав и состоят из карбонатов с незначительной примесью кварца, халцедона и рассеянных вкрапленников рудных минералов.

Возраст описанных пород определен условно по аналогии с другими районами.

Доверхнеордовикские интрузии

К доверхнеордовикским интрузиям отнесены мелкие массивы и дайки диорит-порфиров, распространенные в южной части гор Токай. Диорит-порфиры прорывают вулканогенные и кремнистые породы рифейского комплекса. Массивы имеют изометричную, вытянутую или неправильную форму, с неровными очертаниями линий контактов, усложненных апофизами. Площади массивов колеблются от 0,1 до 0,01 км².

Диорит-порфиры имеют порфировидное строение. Порфировые выделения представлены кристаллами плагиоклазов и темно-зеленого амфибола. В основной массе различимы те же минералы. Вблизи контакта вкрапленники более мелкие, основная масса хуже раскристаллизована. Макроскопически в породе иногда различимы водяно-прозрачные новообразования кварца. Кроме упомянутых минералов под микроскопом устанавливается биотит. Основная масса имеет гипидиоморфное строение. Из аксессуарных минералов встречаются апатит, циркон и сфен. Породы в значительной мере хлоритизированы и эпидотизированы. Наблюдаются псевдоморфозы хлорита по биотиту, актинолитизация амфибола, новообразование карбоната и кварца по основной массе.

Возраст интрузий диорит-порфиров определен на основании находок подобных пород в базальных конгломератах жарсурской свиты верхнего ордовика. В Лаборатории геологии докембрия АН СССР И. М. Морозовой сделаны определения абсолютного возраста диорит-порфиров (данные представлены Р. М. Антонюком):

№ пробы	Название минерала	К, %	К 40 г/г	Аг 40 см ³ /г	Аг 40 г/г	Аг 40 г/г, К 40 г/г	Возраст, млн. лет.
539	Амфибол . .	0,586	$0,715 \cdot 10^{-6}$	$0,1494 \cdot 10^{-6}$	$0,276 \cdot 10^{-6}$	0,037	587

Среднепалеозойский интрузивный комплекс

Среднепалеозойские интрузии представлены разнообразными породами от гранодиоритов до сиенитов. Они обнажены в массивах Жамантас, Каратас, Куйректыколь и Сарытау.

Наиболее ранние граносиениты, сиениты и щелочные граниты развиты в пределах массивов Жамантас, Каратас и Куйректыколь и представлены коричнево-красными крупно-среднезернистыми породами, сложенными микроклином (до 60—65%), кварцем (от 5 до 20%), автометасоматическим, щелочным амфиболом (арфведсонитом) или пироксеном (эгирином) (до 10%), рудным минералом (до 5%), иногда небольшим количеством плагиоклаза и биотита. Аксессуарные минералы представлены бадделитом, ортитом, ильменорутилом, единичными кристаллами торита. Структура обычно гипидиоморфная. Соотношения между породами этой группы не установлены.

Гранодиориты, диориты и граниты следующей возрастной группы слагают преобладающую часть массива Жамантас, массив Сарытау и шток к югу от могилы Утыбай. Минералогический состав пород представлен плагиоклазом, амфиболом, кварцем, калиевым полевым шпа-

том, биотитом. Для кварцевых диоритов и гранодиоритов характерна гипидиоморфнозернистая структура с резко выраженным идиоморфизмом плагиоклаза по отношению к кварцу и калиевому полевоому шпату, местами структура микропегматитовая.

Граниты, прорывающие гранодиориты, сложены агрегатом кварца, калиевого полевого шпата и плагиоклаза аллотриоморфнозернистой и гранулитовой структуры. Плагиоклаз альбитизирован, калиевый полевой шпат интенсивно пертитизирован. По степени убывания идиоморфизма наблюдается четкий ряд: плагиоклаз — кварц — калиевый полевой шпат. Пространство между крупными зернами минералов заполнено мелкозернистой массой кварца, альбита и калиевого полевого шпата, представляющих вторую генерацию породообразующих минералов. В гранодиоритах и гранитах отмечаются единичные знаки бадделейта, монацита, торита.

Жильные породы среднепалеозойского возраста представлены дайками аляскитовых гранитов, аплитов, диорит-порфиров и диабазов.

Граниты и аплиты обладают гипидиоморфной, аплитовой, реже микропегматитовой порфировидной структурой. В минералогическом отношении эти породы являются полными аналогами лейкократовых и аляскитовых гранитов. Диорит-порфиры и диабазы приурочены главным образом к экзоконтактам массивов и образуют крутопадающие тела мощностью до 5 м и протяженностью до 2 км. Простирание почти исключительно субмеридиональное.

Для петрохимической характеристики пород среднепалеозойского комплекса использовано 4 силикатных анализа, выполненных в Центральной лаборатории ЦКГУ (табл. 6), и 22 анализа по данным

Таблица 6

Химический состав пород среднепалеозойского комплекса

№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п. п. п.	Сумма
386	74,03	0,3	10,25	2,38	2,11	0,07	0,46	2,0	6,0	0,9	0,027	1,03	99,7
6039/1	69,45	0,4	10,62	6,64	1,51	0,16	0,10	1,26	4,3	3,9	0,06	1,11	99,4
272/5	73,22	0,25	10,51	4,62	1,56	0,05	0,14	1,26	4,20	1,3	0,02	1,94	99,08
397	63,23	0,20	15,93	2,80	3,36	0,18	0,14	0,47	4,70	8,20	0,06	0,28	99,53

Примечание. 386, 6039/1-а, 272/5 — граносиениты Куйректыкольского массива; 397 — сиенит Каратасского массива. Анализ 386 выполнен в петрохимической лаборатории МГУ; анализы 6039/1-а, 272/5, 397 — в центральной лаборатории ЦКГУ.

Р. М. Антониюка, Н. В. Аксаментовой и др. (1966). В интрузивных щелочных породах комплекса (щелочные граниты, граносиениты, сиениты) отмечаются высокая щелочность, обычно преобладание калия над натрием и железа над магнием.

Породы относятся как к нормальному, так и к пересыщенному алюминием рядам. По химизму часть гранитов и сиенитов соответствует грорудиту по Р. Дэли, что подтверждается присутствием арфведсонита и эгирина.

Гранодиориты массива Сарытау характеризуются значительным количеством темноцветных, преобладанием железа над магнием и натрия над калием, повышенной щелочностью и относятся к пересыщенным алюминием породам.

Для гранитов характерны незначительное количество темноцветных, повышенная щелочность, пересыщенность алюминием, примерно равные содержания натрия и калия. Таким образом, всем описанным породам свойственна повышенная щелочность, что оправдывает их объединение в один комплекс. Данные об их возрасте ограничены. Граносиениты и сиениты первой возрастной группы имеют активные контакты лишь с ордовикскими и силурийскими отложениями, но связаны с вулканогенными породами эйфельского яруса общностью петрохимических и металлогенических характеристик (см. «Редкие металлы»). Породы следующей возрастной группы — гранодиориты, диориты, граниты, по-видимому, прорывают среднедевонские и франские отложения, но их соотношения с граносиенитами, сиенитами неясны.

Определения абсолютного возраста калиево-аргоновым методом по биотиту из гранитов массива Жамантас, по данным Н. В. Аксаментовой, Р. М. Антониюка и А. М. Подольского (1966), дали цифры 400 и 427 млн. лет (определения Т. П. Семеновой, 1964). Для интерпретации принята цифра 413 ± 15 млн. лет.

Нижнекаменноугольный интрузивный комплекс

На изученной площади нижнекаменноугольные интрузии выделены в трех районах: в Токрауской впадине (массив Акбиик), в пределах краевой зоны (Котуртасский массив) и в области ранневарисийских прогибов (Южно-Кокшетауский и примыкающий к нему Сарышкинский массивы).

Массив Акбиик представляет собой удлиненное тело, вытянутое с юго-востока на северо-запад, общей площадью около 14 км^2 . Изолированные выходы, расположенные к югу от него, имеют площади около $0,4 \text{ км}^2$ и $2,5 \text{ км}^2$. Вмещающие породы представлены песчаниками и алевролитами среднего-верхнего девона. Южно-Кокшетауский и Сарышкинский массивы расположены вблизи центриклинального замыкания Майозекской синклинали. Площади их невелики — 9 и 14 км^2 . Они прорывают вулканогенные породы нижнего девона на севере и порфириты и песчаники живетского яруса на юге. Хорошо обнаженный западный контакт Южно-Кокшетауского массива полого падает в западном направлении под вмещающие породы. О пологом погружении кровли массива свидетельствует обилие изолированных мелких и крупных выходов гранитов среди измененных пород зоны экзоконтакта. Котуртасский массив находится в северной части краевой зоны. Он прилегает к Карадон-Темиршинскому разлому и прорывает вулканогенно-осадочные породы среднего-верхнего девона.

Нижнекаменноугольный комплекс представлен лейкократовыми гранитами светло-розового цвета с переходами в аляскиты (табл. 7).

Главные породообразующие минералы комплекса: кварц (30—35%), калиевый полевошпат (от 30 до 60%), плагиоклаз № 20—33 (иногда от 10 до 40%). Второстепенные минералы — биотит, мусковит, сфен, рудный минерал и роговая обманка в общей сложности составляют около 5%. Граниты характеризуются среднезернистым неравномерным или порфировидным сложением и обычно гипидиоморфнозернистой структурой, обусловленной убывающим идиоморфизмом от плагиоклаза к кварцу и микроклину. В некоторых участках граниты подверглись значительным изменениям. Так, котуртасские граниты в ряде участков альбитизированы. В западном контакте Южно-Кокшетауского массива наблюдаются зоны микроклинизации.

Химический состав пород нижнекаменноугольного комплекса

№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	CO ₂	H ₂ O	Сумма
21	74,86	0,15	13,63	0,97	0,14	0,04	0,45	0,86	4,32	4,80	0,17	0,23	100,62
A-3	72,13	0,33	14,0	2,0	2,34	0,06	0,81	2,82	4,39	0,24	—	—	99,14
17-D	47,18	1,30	17,63	6,81	4,57	0,11	6,35	10,08	4,32	0,73	0,11	1,23	100,42
29	75,64	0,19	12,92	1,01	1,25	0,44	0,25	1,42	3,78	3,72	—	0,12	100,78
77	74,03	0,32	12,62	—	3,27	0,06	0,25	1,05	3,48	4,31	0,05	0,12	100,73
80	76,15	0,19	12,37	1,66	0,66	0,11	—	0,87	3,42	4,52	—	0,08	100,38

Примечание. 21 — граниты массива Сарышоки; A-3 — граниты Котуртасского массива; 17-D — габбро-диабазы массива Сарышоки; 29, 77, 80 — граниты массива Акбиик. Анализы 21, A-3, 17-D — выполнены в геохимической лаборатории МГРИ; 29, 77, 80 — в спектрохимической лаборатории геологического факультета МГУ.

Породы дополнительной фазы внедрения были встречены только в массиве Акбиик. В его юго-восточной части вблизи контакта с вмещающими породами залегает небольшое тело площадью около 1 км² резко порфировидных светло-розовых иногда серовато-розовых мелкозернистых гранитов. По минеральному составу и микроструктурам они отличаются от гранитов главной фазы отсутствием роговой обманки и меньшим содержанием биотита. С вмещающими гранитами это тело имеет активный контакт и представляет пологопадающую пластовую залежь.

Жильная серия нижнекаменноугольного комплекса представлена гранитами, гранит-порфирами, диорит-порфиритами, габбро-диабазам. Жильные граниты образуют малочисленные и малоомощные дайки и прожилки шириной от нескольких сантиметров до долей метра. Гранит-порфиры слагают относительно редкие дайки внутри массива и в ближайшем его обрамлении. Мощность их достигает 10 м. Габбро-диабазы представлены многочисленными дайками внутри массива и в зоне экзоконтакта. Мощности их колеблются от 0,5 до 2,5 м. Дайки приурочены к трещинам северо-западного простирания. Диорит-порфириты образуют редкие дайки, главным образом в пределах интрузии Акбиик и ее контактового ореола.

Экзоконтактовые изменения пород выражены в интенсивном ороговении. В зависимости от исходного материала вмещающие породы превращены в роговики разного состава. По кислым вулканогенным породам развиваются полевошпатово-кварцевые роговики серого или розовато-серого цвета. По порфиритам и песчаникам — черные пятнистые кварцево-биотитовые роговики. Линзы известняков, заключенные в песчаниках, превращены в гранатовые скарны.

Фациальные изменения в лейкократовых гранитах незначительны. В краевых частях Южно-Кокшетауского массива, вблизи контактов с вмещающими породами, наблюдаются переходы к мелкозернистому сложению. Однако по всей обнаженной площади массивов породы отличаются равномерным сложением с подчеркнуто выраженным лейкократовым обликом. Некоторое исключение представляет массив Акбиик, у которого в приконтактовых частях возрастает количество цветных (иногда до 50%), уменьшается количество кварца и микроклина, возрастает основность плагиоклаза до андезина, т. е. наблюдаются переходы к гранодиоритам и диоритам.

Описанные массивы имеют активные контакты с отложениями среднего-верхнего девона. На участках соприкосновения гранитов со средне-

каменноугольными гранитоидами топарского комплекса последние срезают жильную серию и образуют в лейкократовых гранитах ветвящиеся прожилки и выклинивающиеся апофизы. Вблизи контакта в них встречаются редкие ксенолиты лейкократовых гранитов, а в эндоконтакте гранитов развит катаклиз. Непосредственное перекрытие гранитов лежащей выше по разрезу каркаралинской свитой отсутствует, однако последняя содержит гальку измененных кислых интрузивных пород и аркозовый материал. Приведенные данные позволяют относить эти породы к нижнему карбону.

Среднекаменноугольный топарский интрузивный комплекс

Интрузии этого комплекса представлены главным образом гранодиоритами и граносиенитами. Они развиты в краевой зоне Джунгаро-Балхашской области, в Токрауской впадине и в области ранневарисцийских прогибов.

Массивы топарского комплекса краевой зоны (Торткульский, Тюлебике, Карашоки) обычно имеют удлиненную форму и связаны с разломами северо-западной ориентировки. Точно так же северо-западное простираание имеют более изометричные и линзовидные в плане массивы, вскрывающиеся в зоне ранневарисцийских прогибов (Акбюратский, Северо-Кокшетауский, Кокумский). В Токрауской впадине рассматриваемые интрузивные образования принимают участие в строении Кентского и Бохтинского массивов и слагают Койтасский массив. В этой области преобладает субширотная ориентировка залежей топарских гранитоидов.

В пределах Бохтинского массива породы топарского интрузивного комплекса развиты в северной и северо-восточной его частях. Они прорывают живетско-франские отложения и образования каркаралинской свиты и, в свою очередь, прорваны гранитами калдырминского комплекса. Контакты гранодиоритов с вмещающими породами и с гранитами крутые. В Кентском массиве гранодиориты обнажены в двух местах. На юго-востоке они образуют залежь неправильной формы, прорванную гранитами калдырминского комплекса, дайками джаксытагалинского комплекса и акчатаускими аляскитовыми гранитами. На крайнем севере массива гранодиориты образуют широко вытянутое тело, прослеживающееся на запад вплоть до Карагайлинского массива.

Топарские гранитоиды разделяются на две возрастные группы (фазы внедрения). К более ранней относятся диориты, габбро-диориты и габбро, вторая группа представлена гранодиоритами и граносиенитами, пользующимися преимущественным распространением. Соотношения этих пород хорошо выражены в Торткульской и Северо-Кокшетауской интрузиях. Внутренние ядра их сложены кварцевыми диоритами и диоритами, внешние каймы — гранодиоритами, граносиенитами, гранитами. В породах каймы, образующих прожилки и апофизы во внутреннее ядро, встречаются ксенолиты более древних пород. Такие ксенолиты в Северо-Кокшетауской интрузии слагают целую зону, приуроченную к восточной периферии внутреннего ядра. Породы внешних частей массивов имеют промежуточный или гибридный вещественный состав — наряду с кварцем и калиевым полевым шпатом, содержащихся в количествах, характерных для гранитов и гранодиоритов, в них присутствуют не свойственные этим породам пироксен и основной плагиоклаз.

Диориты, габбро-диориты и габбро первой фазы внедрения характеризуются непостоянством состава, колеблющегося обычно от диоритов до габбро. Эти разновидности пород, связанные между собой постепен-

ным переходом, были изучены в юго-восточной части Торткульского и на северо-западе Северо-Кокшетауского массивов. Породообразующие минералы в них представлены плагиоклазом, роговой обманкой, в меньшей степени кварцем, калиевым полевым шпатом, пироксеном, биотитом и акцессорными минералами. Количественные соотношения минералов крайне неустойчивы. Содержание плагиоклаза колеблется от 40 до 60%, роговой обманки — от 15 до 30% и биотита — от 5 до 8%. Количество кварца и калиевого полевого шпата в одних случаях едва достигает 1—3%, в других — превышает 10—15%. Плагиоклаз представлен таблитчатыми кристаллами с полисинтетическим двойникованием и хорошо выраженным зональным строением. Состав его определен для внутренних частей кристаллов как лабрадор № 50—55 и для краевых зон как олигоклаз № 15—22. Кристаллы роговой обманки недостаточно индивидуализированы и редко обнаруживают хорошую огранку. Калиевый полевой шпат лишь иногда обнаруживает решетчатую структуру погасания, присущую микроклину, обычно же представлен нерешетчатыми разностями с многочисленными пертитами распада. Минерал интенсивно пелитизирован.

Кварц, так же как и микроклин, образует ксеноморфные выделения. Зерна его обладают одновременным, реже волнистым погасанием.

Биотит не образует самостоятельных выделений. Он замещает роговую обманку, создавая в ней узкие клиновидные вроски.

Микроструктурные соотношения определяются резко выраженным идиоморфизмом плагиоклаза, менее четким идиоморфизмом роговой обманки и всегда подчиненными им по форме выделениями микроклина и кварца. Особенности выделения плагиоклаза и роговой обманки обуславливают микроструктуру, близкую к призматически-зернистой, но при этом всегда выдерживается идиоморфизм плагиоклаза по отношению к роговой обманке, что наряду с убывающим идиоморфизмом кварца и микроклина, если они присутствуют в породе, создает переходы к гипидиоморфно-зернистой структуре. Обрастания плагиоклаза каймами калиевого полевого шпата и сростания таких кайм приводят к образованию участков с монцонитовой структурой. Кварц выделяется также в промежутках кристаллов плагиоклаза. Замещая ранее выделившийся калиевый полевой шпат, кварц местами образует очень крупные кристаллы, внутри которых более мелкие таблитчатые кристаллы плагиоклаза и отчасти роговой обманки оказываются включенными в виде пойкилитовых вросков — появляются участки местной пойкилитовой структуры.

По результатам анализа протолочных проб обнаружены следующие акцессорные минералы: магнетит, сфен, циркон, апатит, гранат, турмалин, флюорит, рутил, анатаз, пирит.

Породы второй основной фазы внедрения представлены преимущественно гранодиоритами, которые, как и описанная выше группа, характеризуются непостоянством состава. Среди них развиты кварцевые диориты, монцониты, сиениты, гранодиориты, граниты, граносиениты, связанные взаимопереходами. Породам свойственны средне- и крупнозернистые структуры.

Гранодиориты сложены плагиоклазом (32%), калиевым полевым шпатом (25%), роговой обманкой (17,5%), кварцем (22,5%). В биотит-роговообманковых разностях цветное число то же, но биотита содержится до 5%.

Плагиоклаз образует короткостолбчатые зерна от 1 до 3—4 мм. Состав его колеблется от № 35—45 (основной андезин) до № 30—35, причем мелкие его зерна имеют более кислый состав. Часто плагиоклаз

замещается вторичным альбитом. Кальевый полевой шпат ($2V=66^\circ-70^\circ$, -74°) представлен ортоклазом изометричной формы до 2—3 мм в поперечнике. Роговая обманка образует преимущественно короткостолбчатые кристаллы, реже выделения неправильной формы. Биотит имеет вид удлиненных листочков до 0,1—0,2 мм в длину и находится в резко подчиненном количестве по сравнению с роговой обманкой. Размер изометричных зерен кварца не превышает 1—2 мм в поперечнике.

Гранодиориты — неравномернозернистые породы с гипидноморфнозернистой структурой. Вторичные изменения значительны. Плагноклаз серицитизирован, местами по нему развивается эпидот и кальцит. Цветные минералы замещаются хлоритом. Ортоклаз пелитизирован.

Очень часто на больших площадях среди гранодиоритов встречаются участки интенсивной калишпатизации, в пределах которых первичные породы изменены до граносиенитов. Последние отчетливо выделяются своим красным цветом. Изучение граносиенитов показало, что в породе сохраняется исходная структура. Плагноклаз значительно пелитизирован и по нему развиваются новообразования калиевого полевого шпата. В местах с наибольшим проявлением калишпатизации происходит увеличение калиевого полевого шпата за счет плагноклаза при некотором уменьшении всех остальных минералов.

Акцессорные минералы в гранодиоритах представлены магнетитом, сфеном, цирконом, апатитом, гранатом, турмалином, флюоритом, пиритом и рутилом.

Среди жилых образований топарского комплекса наиболее ранними являются мелкозернистые порфировидные граносиениты, гранодиориты и граниты, образующие крутопадающие дайки и пологозалегающие тела. Более поздняя группа включает протяженные дайки гранодиорит-порфиров, диорит-порфиров, граносиенит-порфиров.

Гранитоиды комплекса содержат большое количество ксенолитов размером от 1 до 30 и более сантиметров, среди которых различаются вмещающие и, вероятно, более глубоинные породы, что наряду с появлением в эндоконтактах меланократовых разностей, частой и незакономерной сменой пород различного состава, высоким содержанием роговой обманки, обилием апатита, сфена, магнетита и другими признаками (Коптев-Дворников, 1952) указывает на гибридное их происхождение.

Химический состав пород топарского комплекса колеблется в широких (табл. 8) пределах. При пересчете химических анализов по методу А. Н. Заварицкого и проектировании в прямоугольный тетраэдр (рис. 35) видно, что значения числовой характеристики b в породах комплекса варьируют от 3,52 (обр. 517), что меньше, чем значение этой величины для среднего мирового гранита по Р. Дэли (№ 14), до 14,88. Велико колебание и числовой характеристики a (от 7,1 — обр. 518 до 18,6 — обр. 515). Значение характеристики c варьирует от 0,1 до 7,92. Весьма показательно, что для двух образцов (507 и 515) величина Q имеет отрицательное значение. Таким образом, диапазон колебаний значений числовых характеристик очень велик, что несомненно связано с условиями формирования пород комплекса. Рассмотрение диаграммы позволяет установить, что основная часть анализируемых пород (19 из 31) располагается довольно компактной группой, для которой характерны значительно меньшие вариации значений числовых характеристик (b 5,5—12,9; a 9,8—11,2; c — 1,45—7,2).

Первая компактная группа характеризует наиболее распространенных представителей пород этого комплекса — гранодиориты и граносиениты; во вторую группу попадают менее типичные для комплекса поро-

ды — диориты и граниты. Общим для всех пород комплекса является наличие характеристики c (только обр. 1247 относится к породам, пересыщенным глиноземом). Величина характеристики n , как правило, существенно больше 50, а для отдельных пород (обр. 515) приближается к 100 и находится в общем в прямой связи со значением числовой ха-

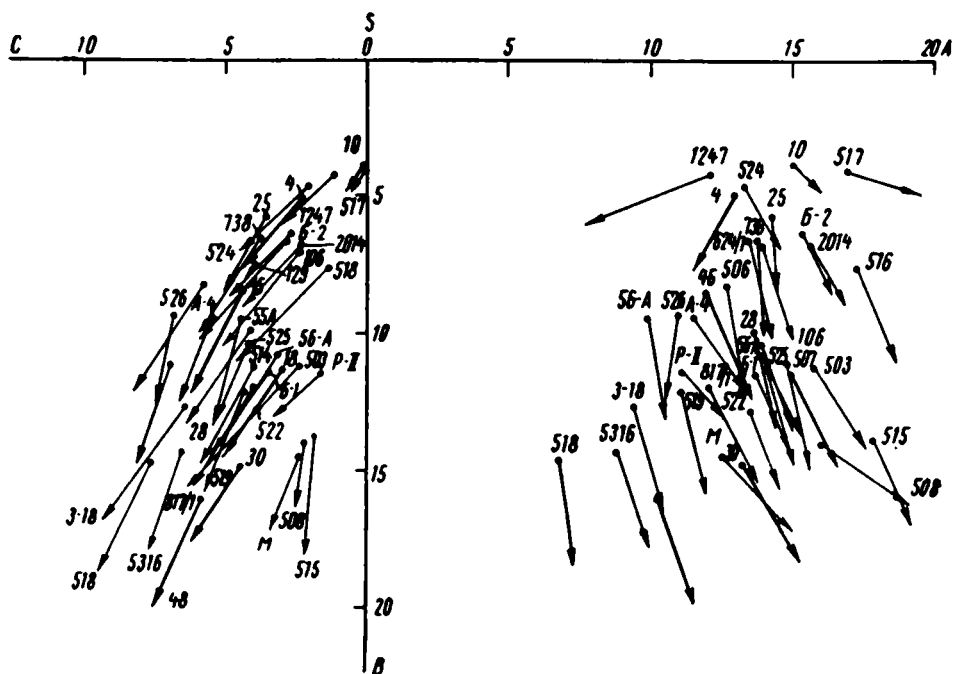


Рис. 35. Диаграмма химического состава пород топарского комплекса, по методу А. Н. Заварицкого (здесь и далее утолщенные стрелки — средние по Р. Дэли)

рактеристики v . Геологическими наблюдениями установлено, что для более основных представителей пород комплекса характерны явления глубинного гибридизма. Наиболее кислые разности — результат кристаллизации остаточных дифференциатов. В этой связи следует отметить, что наиболее гибридные породы характеризуются, как правило, и наибольшими величинами дополнительной числовой характеристики m' . В целом значение этой характеристики колеблется в пределах 30—40, лишь в единичных случаях выходя за пределы указанной величины. Это может служить указанием на характер материала, который усваивался магмой — породы, богатые магнием. Большие значения числовой характеристики a , казалось бы, находятся в противоречии с указанным выводом. Однако высокое содержание щелочей, вероятно, было характерно для исходной магмы и не очень сильно изменилось при ассимиляции. Окись магния, наоборот, обязана своим происхождением ксенолитам усваивавшихся пород.

Вопрос о возрасте гранитоидов топарского комплекса не решен окончательно. До недавнего времени он определялся как средне-верхне-каменноугольный. В пределах изученного района они прорывают отложения калмакэмельской свиты и интродированы верхнекаменноугольными калдырминскими гранитами. Г. И. Бедров, выделивший топарский комплекс в горах Кара-Босан, установил, что эти интрузии прорывают флористически охарактеризованные отложения калмакэмельской свиты

Химический состав пород топарского комплекса

Таблица 8

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	F/п. п. п.	Сумма	H ₂ O
106	67,26	0,52	15,20	1,86	1,57	0,10	1,58	3,05	3,77	4,40	—	—	0,05	100,18	—
129	66,10	0,35	16,03	5,80	2,07	0,068	0,15	3,40	3,70	3,30	0,13	0,008	—	99,92	0,37
617/1	61,85	0,70	16,26	2,18	3,04	0,13	2,80	5,75	3,60	3,20	0,19	—	—	99,70	—
642/1	68,19	0,50	14,76	1,83	1,78	0,07	1,44	2,87	3,50	4,40	0,12	—	0,03	100,09	—
738/1	65,33	0,50	16,45	2,33	1,80	0,06	1,44	3,32	4,00	3,70	0,19	—	0,11	100,12	—
3-18	60,90	0,75	17,06	3,69	2,22	0,03	2,29	6,67	2,93	2,28	—	—	—	99,89	—
М	62,72	0,92	13,82	3,69	3,60	—	2,66	5,40	4,42	2,49	0,46	—	—	100,58	0,14
А-4	62,0	0,63	16,84	2,60	1,80	0,07	1,82	6,20	3,71	2,40	—	—	—	98,84	—
25	66,09	0,42	16,60	2,10	1,74	0,11	1,04	3,23	4,32	3,60	—	—	—	99,73	0,23
28	63,08	0,41	17,03	2,99	2,34	0,27	2,30	4,27	3,91	3,90	—	—	—	100,87	0,17
525	60,88	0,70	16,67	3,28	2,74	—	2,03	4,55	4,45	2,82	0,05	—	—	99,67	—
55-А	66,94	0,35	14,79	3,91	1,59	0,06	2,20	4,45	3,8	1,4	0,22	—	—	99,61	—
56-А	62,61	0,75	15,87	3,65	2,62	0,07	2,11	4,14	4,2	3,7	0,25	—	—	99,97	—
522	59,70	0,64	16,33	2,89	3,21	0,10	2,32	4,35	3,39	4,11	0,56	—	—	100,2	—
526	58,96	0,76	17,86	2,44	3,42	0,04	1,77	5,35	3,96	1,31	0,23	—	—	99,75	—
2014	64,82	0,55	15,81	2,47	1,86	0,06	0,96	2,76	4,0	5,2	0,12	0,03	—	99,34	0,1

Р-Д	66,44	0,49	11,28	8,38	0,39	0,04	1,25	2,87	2,89	3,79	0,20	—	—	99,30	0,22
524	71,78	0,31	13,88	0,98	1,81	0,05	0,74	2,35	3,17	4,90	0,05	0,04	—	100,07	0,25
Б-1	60—52	0,45	15,65	4,00	1,65	—	2,70	4,20	3,84	3,92	—	—	—	97,33	0,4
Б-2	65,84	0,60	16,07	1,59	1,07	0,06	1,83	2,90	3,71	5,33	0,14	—	—	99,64	0,12
1247	76,16	0,18	13,09	0,14	1,21	0,06	0,50	1,00	3,02	4,52	0,11	—	—	100,31	0,19
508	55,12	0,59	20,16	3,54	2,85	0,04	1,92	5,53	6,60	0,95	—	—	—	99,97	2,50
507	53,74	1,01	21,13	3,04	2,77	0,05	2,56	6,40	5,10	2,40	—	—	—	10,69	2,32
506	61,82	0,41	18,26	1,47	2,85	0,08	1,96	5,20	3,60	3,40	—	—	—	100,62	1,40
516	64,10	0,59	15,78	2,80	1,38	0,02	1,61	2,12	4,23	6,10	—	—	—	100,17	1,72
515	57,92	0,29	16,93	4,51	2,77	0,09	3,00	3,49	8,00	0,90	—	—	—	99,61	1,54
517	71,90	0,11	13,92	1,89	0,61	0,04	0,21	1,01	5,00	5,06	—	—	—	100,64	0,72
503	61,18	0,66	16,03	2,86	2,93	0,07	2,14	4,02	4,00	5,33	—	—	—	100,60	1,21
514	59,86	0,93	16,90	3,33	2,75	0,10	2,53	4,35	4,35	3,39	0,41	0,06	/1,34	100,66	0,36
518	58,66	0,79	16,48	2,50	5,15	0,15	3,58	7,10	2,24	1,40	0,22	0,03	/1,57	99,87	0,32
5316/1	59,55	0,44	16,78	3,75	3,83	0,09	3,27	6,99	3,14	1,53	—	—	/1,45	100,82	0,42
519	63,36	0,71	15,63	3,94	2,75	0,06	2,90	4,80	3,98	2,12	0,20	0,05	/0,62	100,41	0,28

Примечание. 106, 129, 617/1, 642/1, 738/1, 3-18, М, А-4, 524, Б-1, Б-2 — гранодиориты Кентского массива; 25, 28, 525, 55-А, 56-А — гранодиориты Бохтинского массива; 522, 526, 2014, Р-Д — гранодиориты массива Койтас; 1247 — мелкозернистые жильные граниты массива Кент; 508, 507 — диориты массива Акбюрат; 516, 503 — гранодиориты массива Торткуль; 515, 514 — диориты массива Торткуль; 517 — граниты массива Торткуль; 518, 5316/1 — гранодиориты массива Котуртас; 519 — гранодиориты массива Кушук.

Анализы выполнены: 5316/1, 106, А-4, 25, 28, 2014 — спектрхимическая лаборатория геологического факультета МГУ; 503, 506, 597, 508, 514, 515, 516, 517, 518, 519, 522, 524, 525, 526, 1247 — РосНИИМС; 129, 617/1, 642/1, 738/1, 55-А, 56-А — химическая лаборатория ЦКГУ; Р-Д — Двойченко, 1963; Б-1, Б-2 — Беспалов, 1962; М — Мирошниченко, 1964.

(Бедров и др., 1965). По данным М. И. Александровой, в пределах изученной ею площади топарские гранитоиды прорывают образования каркалинской и калмакземельской свит и находятся в обломках пирокластов кергетасской свиты. В южной части Жамши-Токрауского водораздела в Северном Прибалхашье, по данным М. К. Бахтеева и др. (1965), породы этого комплекса перекрываются образованиями кергетасской свиты.

Данные определения абсолютного возраста по слюдам калиево-аргоновым методом приведены в табл. 9.

Таблица 9

Массив	№ проб	Анализируемый материал	Содержание К (%)	Возраст, млн. лет	Автор
Кент .	1	Биотит из гранодиоритов	5,68	336	Р. Н. Соболев и др. (1965)
Койтас . .	20	То же	6,71	332	То же
Койтас . . .	21	»	5,15	334	»

Хорошо согласующиеся значения возраста находятся в интервале 332—336 млн. лет. Многочисленные данные о возрасте пород топарского комплекса, полученные радиологическим методом, обычно показывают хорошую сходимость результатов определений, полученных разными лабораториями. Наиболее устойчивыми цифрами являются 330—335 млн. лет.

При сравнении этих данных с рубежами, принятыми в советской геохронологической шкале (Афанасьев и др., 1964), отмечается некоторое удревание возраста по сравнению с геологическим положением интрузивов. Это может быть объяснено влиянием процессов гибридизма, широко проявившихся при формировании гранитоидов топарского комплекса, на что указывалось ранее (Соболев, 1964) на примере Топарского массива. В то же время следует учесть, что цифры, характеризующие радиологический возраст калдырминских верхнекаменноугольных гранитов, четко отличаются от таковых топарского комплекса.

В связи с изложенным нам кажется небезынтересным напомнить радиологический возраст некоторых пород, приведенный в советской геохронологической шкале: 1) посттурнейские граниты Шварцвальда — 324 млн. лет, поствизейские граниты Вогезов — 328 млн. лет, постнижневизейские граниты Центрального массива Франции — 331 млн. лет (Holmes, 1960); 2) посткульмское габбро Гарца — 324 млн. лет (Everhden a. oth., 1961); 3) постнижнекаменноугольные гранитные массивы Саксонии и Чехословакии — 343 млн. лет (Виноградов, Тугаринов, 1960); 4) среднекаменноугольные андезито-дацитовые порфиристы гор Бугалы (Центральный Казахстан) — 330 млн. лет (Розенкранц и др., 1964)¹. Таким образом, радиологический возраст гранитоидов топарского комплекса практически совпадает с данными для посленижнекаменноугольных пород Западной Европы, что наряду с учетом геологических соотношений позволяет принять их возраст как среднекаменноугольный.

Верхнекаменноугольный калдырминский интрузивный комплекс

Интрузивные породы калдырминского комплекса пользуются на исследованной территории наибольшим распространением и были изу-

¹ Ссылки по работе Г. Д. Афанасьева и др., 1964.

чены в пределах Бохтинского, Даутского, Кентского, Темиршинского и других массивов. Они представлены лейкократовыми гранитами первой фазы внедрения и связанными с ними дополнительными интрузиями, биотитовыми гранитами второй фазы с дополнительными интрузиями, разнообразными жильными сериями, пегматитами и кварцевыми жилами.

Лейкократовые граниты первой фазы внедрения слагают юго-западную часть Бохтинского массива в районе гор Батыртас, Даутский массив, расположенный к югу от гор Бохты, и внешнюю часть массива Темирши.

Лейкократовые граниты в пределах указанных массивов петрографически близки. Некоторые отличия в содержании отдельных минералов не меняют их общей однотипности. Это светло-розовые средне- и крупнозернистые породы с гипидиоморфной или микропегматитовой структурой, часто с миароловыми пустотами. В краевых частях залежей преобладают мелкозернистые порфировидные разновидности. Граниты сложены плагиоклазом (более ранний № 10—20 и № 20—28) — 30%, микроклином и реже ортоклазом — 35,7%, кварцем — 30%, биотитом — 1,5% и в небольшом количестве апатитом, сфеном, цирконом, рутилом и рудным минералом. В тяжелой фракции (в протолочках) в тех или иных количествах почти всегда присутствуют: монацит, гематит, ильменорутит, пирит, сфен, анатаз, ильменит, рутил, апатит, галенит, базовисмутин, торит, молибденит, гранат, ортит, корунд, турмалин, лейкоксен, ксенотим и эшинит.

Кварц представлен изометричными кристаллами от 1—2 до 4—5 мм в поперечнике, часто образует скопления зерен, трещиноват и обладает, как правило, мозаичным угасанием.

Калиевый полевой шпат — микроклин и редко ортоклаз. Размер зерен неправильной формы достигает 5—6 мм. Окраска светло-бурая за счет пелитизации. Микроклиноватая решетка встречается редко. Пертиты распада и замещения сложены шахматным альбитом.

Плагиоклаз соответствует олигоклазу и альбит-олигоклазу, образующему таблички или удлиненно-призматические зерна до 3—4 мм по длинной оси. Плагиоклаз обычно серицитизирован.

Редкие листочки биотита имеют не более 1 мм по наибольшей стороне.

Акцессорные минералы тяготеют в своем расположении к биотиту.

Структура лейкократовых гранитов гипидиоморфная, местами переходящая в микропегматитовую.

Изменения лейкократовых гранитов значительны. Кроме серицита по плагиоклазу развиваются скопления эпидота и карбоната. Биотит узнается по реликтам среди хлоритовых и эпидотовых агрегатов. Микро-трещины выполнены кварцем или карбонатом. Постмагматическая деятельность выразилась в альбитизации и грейзенизации. Наложенный характер альбитизации выявляется по пересечению пертитов прожилками более позднего вторичного альбита. Процессы альбитизации в той или иной степени проявлены повсеместно. Участки площадной альбитизации в северо-западной части массива Темирши занимают площади до 2—4 км². Кроме того, зоны альбитизации развиты вдоль тектонических нарушений, имеют ширину до 100—200 м при длине в несколько километров. Чаще всего альбитизированные граниты узнаются по белой или розовато-красной окраске полевых шпатов и наличию в них темно-фиолетовых зерен флюорита. Несколько более поздними являются процессы грейзенизации, протекавшие в два этапа. К первому — относится грейзенизация, имеющая широкое площадное развитие и проявленная

в замещениях полевых шпатов агрегатом мусковита и мелкочешуйчатой слюдки, в мусковитизации биотита, в увеличении количества зерен кварца (до 40%), в образовании флюорита и появлении редких зерен ниобий-тантал содержащего минерала — эшинита. Со вторым этапом связано образование жильных или локальных грейзенов и зон около-грейзеновых изменений. Оба указанных типа грейзенизации установлены в южной части Темиршинского массива.

Лейкократовые граниты в области контакта имеют небольшую зону закалки, измеряемую первыми сантиметрами, иногда метрами. Эндоконтакты сложены тонкозернистыми разностями гранитов, а в экзоконтактах наблюдается слабое ороговикование вмещающих пород и прожилки гранитного материала. Участками контакты окварцованы.

Дополнительные интрузии лейкократовых гранитов установлены только в южной части гор Темирши, где на площади около 2 км² обнажаются мелкозернистые порфиоровидные с микроловыми пустотами лейкократовые граниты, образующие пластообразное тело, полого падающее на юго-юго-восток. Мощность его — десятки, местами 100—150 м. Состав минералов, их количество и структурные взаимоотношения одинаковы с таковыми для лейкократовых гранитов, и только плагиоклаз становится несколько кислее. Постмагматическая деятельность проявлена в альбитизации и площадной грейзенизации, но менее интенсивной, чем в гранитах первой фазы внедрения.

Породы жильной серии лейкократовых гранитов представлены пегматитами, мелкозернистыми гранитами и аплитами, которые прорывают дополнительную интрузию, определяя ее узкий возрастной диапазон внедрения и, в свою очередь, срезаются биотитовыми гранитами последующей фазы.

Пегматиты развиты в южной и западной частях Темиршинского массива и тяготеют к эндоконтактам и апикальным частям куполовидных поднятий. Размеры тел от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров в поперечнике. Форма их чаще всего изометричная с извилистыми и нечеткими контурами. Реже встречаются жилородные удлиненные тела. В строении пегматитов выделяются пегматоидная зона, аплитовая оторочка и кварцевое ядро.

Мелкозернистые жильные граниты распространены незначительно и обычно тяготеют к краевым частям интрузий. Наиболее широко они представлены в Темиршинском массиве, где образуют узкую кайму (метры — первые десятки метров), охватывающую всю его западную часть. Эти породы залегают полого между лейкократовыми гранитами и вмещающими отложениями в соответствии с ориентировкой поверхности контакта интрузии, как бы его «замывая». Мощность их от 0,5—1 м до 3—5 м. В других случаях дайки образуют маломощные (10—50 см, редко до 1—2 м) крутые и пологие залежи.

Биотитовые граниты второй фазы внедрения слагают большую часть интрузивных залежей описываемого района. В районе гор Бохты ими образовано тело, имеющее в плане вид несколько вытянутого овала, сужающегося к северу. В Кентском плутоне они слагают залежь неправильной формы, ширина которой достигает 20 км, длина — 30 км. В пределах Темиршинского интрузива биотитовые граниты образуют его центральную часть, которая имеет эллипсовидно-изометричную форму площадью около 20 км². Биотитовыми гранитами сложены Кызылаштинский, Актелесский массивы и ряд более мелких тел.

Биотитовые граниты этой фазы внедрения характеризуются исключительным постоянством состава и строения. Это средне-, крупнозернистые, а в эндоконтактных зонах — мелкозернистые породы, сложенные

полевыми шпатами, кварцем, биотитом. Часто они имеют порфировидное строение за счет крупных кристаллов кварца и полевого шпата (до 1—2 см). Окраска гранитов розовая или светло-розовая, местами серовато-розовая и почти повсеместно пятнистая за счет альбитизации. Главными породообразующими минералами являются калиевый полевой шпат — 37,5%, кварц — 27,5%, плагиоклаз — 27,5% и биотит — 5%. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, цирконом, рудными минералами. Вторичные минералы — серицит, хлорит, эпидот, карбонат, флюорит, альбит. В протолочных пробах почти повсеместно в тех или иных количествах присутствуют следующие минералы: ортит, ильменит, магнетит, монацит, пирохлор, рутил, флюорит, галенит, базовисмутит, пирит, гематит, ильменорутит, турмалин и др.

Плагиоклаз представлен широкопластинчатыми зернами, реже вытянутыми по оси (001). Размер их от 0,3×0,6 мм до 2×5 мм. Большинство зерен сдвойничено по альбитовому, реже по другим законам. Состав плагиоклаза определен как олигоклаз № 20—15 для зерен меньше 0,5 мм и № 32—24 для зерен крупнее 0,5 мм. Калиевый полевой шпат образует зерна от 0,5×0,3 мм до 3×4 мм. В большинстве случаев это микроклин с неясно выраженным решетчатым строением, а остальная часть принадлежит ортоклазу. Кварц представлен кристаллами от 0,5 до 3 мм в поперечнике и обладает мозаичным угасанием. Биотит образует удлиненные листочки (до 2 мм). Цвет бурый. Сильно плеохроирует, оптически отрицательный. Удлинение положительное. Угасание прямое.

Граниты в краевых частях интрузий мелкозернистые, неравномерно-зернистые за счет обособления более крупных агрегатов кварца или полевых шпатов. Структура пород гипидиоморфнозернистая.

Вторичные изменения гранитов, обусловленные процессами автометаморфизма, значительны. Наиболее существенна альбитизация, которая в той или иной степени распространяется на граниты второй фазы внедрения всех массивов. При незначительной степени альбитизации наблюдается образование узких каемок альбита вокруг полевых шпатов или внутри них по трещинам спайности. По мере увеличения интенсивности процесса альбитом замещаются отдельные минералы или полностью все полевые шпаты. В этих случаях биотит, как правило, замещается мусковитом и появляются новообразования флюорита. Плагиоклаз соскритизирован. Биотит замещается хлоритом и эпидотом. К наиболее позднему процессу автометаморфизма следует отнести серицитизацию плагиоклаза.

Интенсивная альбитизация гранитов установлена в Бохтинском, Кентском и Темиршинском массивах. В пределах Бохтинского массива интенсивно альбитизированные граниты приурочены к разрывным нарушениям преимущественно северо-северо-восточного, реже иного направления и образуют вытянутые вдоль этих разломов зоны, ширина которых достигает, как правило, 200—500 м. Такие зоны тяготеют к разрывным нарушениям восточной части массива. Здесь же вблизи контакта с гранодиоритами, в 5 км к северу от пос. Абыз, вдоль некоторых разрывных нарушений развиты участки интенсивно альбитизированных гранитов, среди которых местами наблюдались альбититы с вкрапленностью флюорита до 5—10 мм в поперечнике. Особенностью биотитовых гранитов Кентского массива является интенсивная их альбитизация на больших площадях. В северной, центральной и особенно в восточной части массива такие граниты обнажаются на площадях в десятки квадратных километров. В пределах этих площадей ими сложена, как правило, большая часть куполовидных поднятий, выраженных в современном

рельефе положительными формами. В ущельях и промоинах иногда устанавливается видимая вертикальная мощность таких гранитов, которая колеблется от 10—15 до 30—50 м. Переход от слабо- к интенсивно альбитизированным гранитам обычно фиксируется в интервале 1—2 м. Обычно на склонах и вершинах сопок интенсивно альбитизированные граниты образуют покров, из-под которого в наиболее пониженных частях обнажаются неизмененные разности. В других случаях эти покровы значительно разрушены и бронируют вершины сопки, образуя резкие уступы в рельефе. Проявление интенсивной альбитизации вдоль тектонических нарушений в Кентском интрузиве ограничено. Только в его центральной части, в районе верховий р. Кызылкеныш, вдоль отдельных разрывных нарушений установлены альбитизированные зоны, ширина которых достигает десятков, редко 100—200 м, а протяженность не превышает 1—3 км.

Дополнительные интрузии биотитовых гранитов тяготеют к краевым частям Бохтинского массива, к северо-восточной части Кентского массива, к центральным частям массивов гор Темирши и ур. Кызылаши. Они образуют пологие тела мощностью до 50—100 м. Реже встречаются крутозалегающие мелкие интрузии изометричной или несколько удлиненной формы. Контакты их с вмещающими биотитовыми гранитами отчетливо впадные. Дополнительные интрузии прорваны жильными гранитами или аплитами, связанными с главной интрузией.

Граниты дополнительных интрузий обычно мелко-, среднезернистые, порфировидные, светло-розового до серого цвета. Количество кварца в них колеблется от 25 до 35%, калиевого полевого шпата — от 35 до 40%, плагиоклаза — от 20 до 25%, биотита — от 1 до 3%. Среди калиевых полевых шпатов микроклин и ортоклаз присутствуют почти в одинаковых количествах.

Жильные породы калдырминского комплекса разделены на жильные серии первого и второго этапов. Они развиты равномерно по всем массивам и характеризуются сходством состава, формами залегания и структурной приуроченностью.

Жильная серия первого этапа представлена пегматитами, жильными гранитами и аплитами.

Пегматиты развиты в пределах Бохтинского, Кызылашинского, Кентского и Темиршинского массивов и расположены среди биотитовых гранитов и их дополнительных интрузий. По строению среди них могут быть выделены полнодифференцированные и неполнодифференцированные тела. Полнодифференцированные пегматиты, как правило, зональные. Они заключают зону пегматоидных или аплитовидных гранитов, полевошпатовую зону и кварцевое ядро. Эти зоны мощностью от 1 до 3 м иногда четко обособляются друг от друга, в других случаях границы между ними нечеткие. Кварцевые ядра занимают до 50% площади обнажения пегматитов. Полевошпатовая зона, как правило, прерывиста и не выдержана по мощности. Пегматоидная зона обычно разделена на две подзоны: мелкоблоковую и крупноблоковую. Во всех пегматитах наблюдаются метасоматические замещения и перекристаллизация. Неполнодифференцированные тела пегматитов состоят из кварцевым ядром и маломощной пегматоидной оторочкой. К этому типу относятся большая часть пегматитов района. Пегматоидная зона образует узкую, иногда прерывистую оторочку вокруг кварцевого ядра, мощность ее не превышает 0,5 м.

Аплиты образуют маломощные (от нескольких до первых десятков сантиметров) дайки и приурочены в большинстве случаев к контактам интрузии. Аплиты — розовые, мелкокристаллические породы, состоящие

из кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза (альбит-олигоклаз) и единичных мелких чешуек биотита. Содержание кварца и калиевого полевого шпата в породе достигает 80%.

Жильные граниты обнажаются среди биотитовых гранитов и образуют крутые и пологие залежи. Это мелкозернистые порфировидные по-

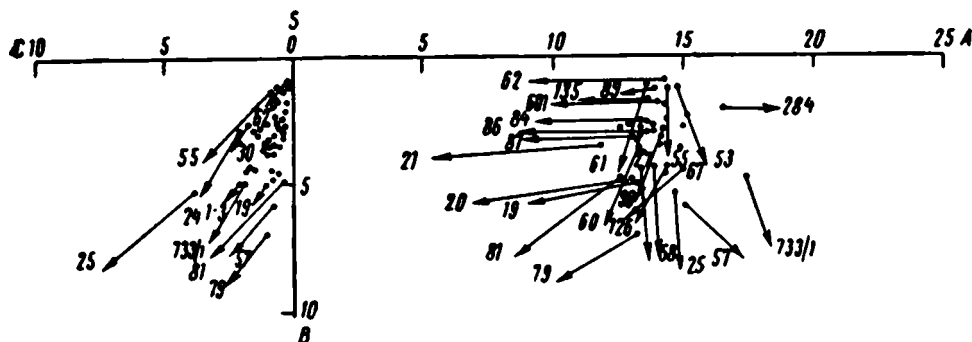


Рис. 36. Диаграмма химического состава пород калдырминского комплекса, по методу А. Н. Заварицкого

роды, сложенные калиевым полевым шпатом (30—35%), кварцем (30—40%), плагиоклазом (альбит — 20—25%) и биотитом (1,0—1,5%). Нередко они слагают тела, занимающие по площади несколько квадратных километров. Жильные граниты прорывают граниты дополнительных интрузий второй фазы внедрения, что определяет тесную связь по времени формирования этих возрастных подразделений калдырминского комплекса.

Жильная серия второго этапа представлена гранит-порфирами и диорит-порфирами. Наиболее многочисленны дайки гранит-порфиров, расположенные среди калдырминских гранитов и в значительном количестве среди вмещающих пород. Отдельные дайки гранит-порфиров протягиваются на несколько километров и имеют мощность до 5—10 и более метров.

Гранит-порфиры — тонкозернистые, порфировидные породы преимущественно розового цвета. Они сложены плагиоклазом (олигоклаз № 24—30—35—40%, из них до 15% во вкрапленниках), ортоклазом (25—30%, из них 5—10% во вкрапленниках), кварцем (25—30%), аксессуарными минералами (3—5%, из них до 2% биотита). Основная масса пород мелкозернистая, преобладающая структура — гипидиоморфнозернистая. Вторичные изменения проявлены в сосюритизации плагиоклаза, эпидотизации и хлоритизации биотита.

Диорит-порфиры в небольшом количестве развиты повсеместно и обычно слагают маломощные (1—3 м) круто ориентированные дайки протяженностью несколько сот метров. Диорит-порфиры имеют порфировидную, диабазовую или, в редких случаях, гипидиоморфнозернистую структуру основной массы и состоят из плагиоклаза-андезина (до 60%), зеленой роговой обманки (15—25%) и, в резко подчиненном количестве, калиевого полевого шпата, который присутствует только в основной массе. В незначительном количестве присутствуют пироксен и рудный минерал.

Проекции химических анализов горных пород калдырминского комплекса (табл. 10) на диаграмме (рис. 36) образуют довольно плотный рой точек и характеризуются небольшими вариациями значений главных числовых характеристик: a (от 11,9 до 17,5), b (от 1,0 до 7,0)

Химический состав пород калдырминского комплекса

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₂	F/п. п. п.	Сумма	H ₂ O
84	76,60	0,15	12,35	0,73	0,95	0,06	—	0,52	3,70	4,10	—	—	—	99,19	0,03
85	75,90	0,15	12,60	0,55	1,34	0,06	0,07	0,50	3,80	4,20	—	—	—	99,17	—
86	76,22	0,15	12,51	0,77	0,84	0,03	—	0,35	3,70	4,20	0,014	—	—	98,80	0,02
87	76,35	0,15	12,35	0,67	1,31	0,03	0,02	0,42	3,60	4,20	—	—	—	100,03	—
18	74,07	0,14	12,84	1,19	2,92	0,04	0,13	0,54	4,05	4,20	—	—	—	100,26	0,22
27	74,14	0,21	12,93	2,08	1,00	0,10	1,02	1,42	4,05	3,60	—	—	—	100,87	0,12
79	73,05	0,05	14,00	1,44	2,38	0,05	0,88	0,87	3,54	4,37	0,09	—	—	100,93	0,07
78	76,53	0,14	11,73	1,64	1,37	0,03	0,38	0,52	3,72	4,08	—	—	—	100,90	0,07
53	77,21	0,10	11,75	0,80	—	0,03	0,27	0,35	4,0	4,4	—	—	—	99,16	0,23
53	76,40	0,03	12,52	1,04	0,05	0,24	0,26	0,75	3,62	4,95	0,01	0,07	0,16 0,35	100,55	—
89	76,70	0,15	11,70	0,30	0,95	0,06	0,02	0,42	3,80	4,20	—	—	—	98,50	—
81	77,44	0,09	12,52	1,31	0,26	сл.	1,00	0,34	3,17	4,59	—	—	—	100,79	0,09
90	72,30	0,40	13,51	0,28	1,37	0,06	0,52	1,29	3,80	4,20	0,10	—	—	99,39	0,06
91	74,07	0,30	12,93	0,80	0,73	0,04	0,70	1,19	3,40	4,40	—	—	—	98,99	—
690/1	74,76	0,25	14,02	0,87	0,75	0,07	0,17	0,87	4,1	4,0	0,041	—	0,13	100,46	—
126	76,12	0,15	12,85	2,56	0,86	0,11	0,15	0,90	3,80	4,10	0,02	0,008	—	99,80	0,1
284	73,46	0,39	13,22	1,85	0,04	0,02	0,02	0,60	4,56	4,75	0,068	—	0,69	100,98	0,02
1-3	73,35	сл.	16,22	0,62	0,65	0,05	0,22	1,08	3,25	4,40	—	—	0,14	100,18	0,1 0
4-3	74,84	сл.	13,92	0,74	0,32	0,03	0,24	0,81	3,41	4,45	—	—	0,45	99,21	—
733/1	66,86	0,70	16,09	2,64	1,05	0,06	0,76	1,87	5,00	4,60	0,23	—	0,08	100,54	—
19	73,47	0,25	13,73	1,62	1,08	0,04	0,26	0,89	3,65	4,02	—	—	—	99,04	0,21
26	76,45	0,15	12,96	0,99	0,54	0,01	0,38	1,24	3,64	3,60	—	—	—	100,20	0,05
58	73,13	0,30	13,56	2,60	0,62	0,04	1,00	1,50	3,60	4,60	—	—	—	100,37	—

60	75,96	0,25	12,40	1,40	0,73	0,03	0,73	0,84	3,60	4,20	—	—	—	99,59	—
57	72,33	0,45	13,20	2,57	1,38	0,06	0,77	1,88	4,5'	4,10	0,11	—	—	100,49	0,14
59	74,64	0,22	12,29	1,64	0,34	0,28	0,57	1,25	3,6	4,50	0,06	0,15	0,10/0,31	100,11	0,07
135	76,46	0,17	12,22	1,12	0,35	0,03	сл.	0,55	3,54	4,50	0,021	—	0,24	99,20	0,02
172	71,62	0,51	13,26	2,53	0,71	0,05	0,52	1,20	4,02	4,31	0,136	—	0,48	99,37	0,12
601	76,76	0,17	12,08	1,17	0,10	0,02	сл.	0,25	3,45	4,89	0,03	—	0,22	99,14	—
30	75,19	0,15	12,72	1,16	1,11	0,43	—	1,77	3,57	3,84	—	—	0,11	99,92	0,11
65	75,34	0,19	13,41	0,56	1,12	0,03	0,25	0,52	4,13	4,45	0,03	—	0,54	100,47	0,34
92	75,35	0,25	12,51	1,00	0,01	0,06	0,21	0,73	3,50	4,30	0,01	—	—	97,95	0,02
93	76,78	0,15	12,13	0,70	1,00	0,03	0,27	0,38	3,80	4,10	—	—	—	99,51	—
20	74,31	0,10	13,49	1,01	0,71	0,02	0,26	0,71	1,89	6,24	—	—	—	99,08	0,35
632/1	75,16	0,20	13,24	0,92	0,94	0,06	0,25	0,55	4,3	4,4	0,032	—	0,06	100,24	—
31	75,65	0,06	13,12	0,63	0,87	0,12	0,89	0,89	4,05	3,72	—	—	—	100,25	0,09
21	77,71	0,08	12,46	0,49	0,65	0,01	0,13	0,72	3,31	3,72	—	—	0,12	99,60	0,17
22	77,44	0,12	12,67	0,58	0,92	0,02	0,26	0,71	3,65	3,90	—	—	0,15	100,42	0,35
61	77,59	0,15	11,86	0,80	—	0,03	0,32	0,63	3,5	4,5	—	—	0,15	99,33	—
62	76,76	0,17	12,08	1,17	0,10	0,02	сл.	0,25	3,45	4,89	0,03	—	0,22	99,14	—

Примечание. 84, 85, 86, 87 — крупно-среднезернистые лейкократовые граниты массива Темирши; 18, 27, 79 — то же Даутского массива; 78, 53, 54 — то же Бохтинского массива; 89 — мелкозернистые лейкократовые граниты Темиршинского массива; 81, 90, 91 — крупно-среднезернистые биотитовые граниты массива Темирши; 690/1, 65 — то же массива Актелес; 126, 284, 1-3, 4-3, 733/1 — то же Кентского массива; 19, 26, 58, 60, 57, 59, 135, 172, 601, 30 — то же Бохтинского массива; 92—93 — мелкозернистые биотитовые граниты массива Темирши; 20, 21, 22, 61, 62 — то же Бохтинского массива; 632/1 — то же массива Кент. Анализы 18, 19, 20, 21, 22, 26, 27, 30, 31, 65, 78, 79, 81 выполнены в спектрохимической лаборатории геологического факультета МГУ; 53, 55, 57, 58, 59, 60, 61, 62, 84, 85, 86, 87, 89, 90, 91, 92, 93, 126, 135, 172, 632/1, 690/1, 733/1 — в химической лаборатории ЦКГУ; 1—3, 4—3 — в химической лаборатории ИМГРЭ.

и c (от 0,2 до 3,9). Наиболее густо точки располагаются в еще меньшем интервале: a (от 12,5 до 15,1), b (от 1,0 до 5,3) и c (от 0,2 до 2,2). Это подтверждает весьма однородный состав пород комплекса, установленный геологическими и петрографическими исследованиями. Как видно из диаграммы, и основность плагиоклаза (c), и общая щелочность пород (a) меняются незначительно, а вариации химического состава обусловлены в основном изменениями в содержании цветного минерала (b). Большая часть анализированных пород пересыщена глиноземом (a) и лишь десять образцов относятся к породам нормального ряда (c)¹. Большинство пород характеризуется высокой железистостью — в 75% случаев значение характеристики f больше пятидесяти, в 8 анализах отсутствует характеристика m и лишь в одном анализе ее величина достигает 38. Отношение щелочей в породах довольно постоянно и числовое значение характеристики n в основном колеблется около 50, и лишь обр. 20 выпадает из этого правила. Все перечисленные особенности химизма пород калдырминского комплекса показывают, что формирование их происходило из магмы, незагрязненной посторонним материалом и имевшей весьма однородный химический состав.

На изученной территории калдырминские граниты имеют активные контакты с породами топарского комплекса и прорывают вулканогенные толщи карбона, включая отложения среднекаменноугольной керегетасской свиты (северо-западная часть массива Актелес). В свою очередь, они повсеместно прорываются интрузиями джаксытагалинского комплекса, а в Кентском массиве — акчатаускими аляскиновыми гранитами. В западной части района, к западу от массива Актелес, калдырминские граниты перекрыты отложениями верхнекаменноугольной-нижнепермской архарлинской свиты. В этом районе в нескольких обнажениях вскрыты базальные горизонты свиты, сложенные грубыми туфогенными конгломератами и аркозовыми песчаниками. В конгломератах содержатся гальки и обломки калдырминских гранитов. Время внедрения описываемого комплекса, таким образом, по геологическим данным определяется достаточно точно и относится, вероятнее всего, к позднему карбону.

В табл. 11 приведены цифры абсолютного возраста этого комплекса. Четкое геологическое положение гранитов калдырминского комплекса позволило комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций принять Бохтинский массив в качестве репера для верхнего карбона. Определения дали цифру 300 ± 10 млн. лет (пробы № 1—5, Афанасьев и др., 1963), которая принята в советской геохронологической шкале в качестве опорной (точка 140). Особый интерес представляет вопрос о достоверности полученных результатов. На следующем этапе тот же материал был проанализирован в шести лабораториях (пробы № 8—15, Афанасьев и др., 1967), где определения производились как объемным методом, так и методом изотопного разбавления. В результате была получена средняя цифра 307 ± 15 млн. лет при хорошей сходимости всех полученных цифр. Возраст, определенный рубидиево-стронциевым методом, равен 290 млн. лет. По сравнению с опорным значением две последние цифры отличаются незначительно и укладываются в пределы точности метода.

Широкий диапазон опробованных пород и хорошая сходимость результатов определений калиево-аргоновым и рубидиево-стронциевым методами дают возможность принять цифру 307 ± 15 млн. лет в качестве

¹ Ввиду кучного расположения проекций химического состава горных пород мы сочли возможным не строить векторы для каждого анализа, так как это не облегчает, а затрудняет чтение диаграммы.

№ пп.	№ пробы	Массив	Анализируемый материал	Метод	Содержание К (%)	Возраст, млн. лет	Автор
1	4д	Бохты	Биотит из пегматита	К/Аг	7,27	315	Г. Д. Афанасьев и др., 1963
2	4д	»	То же	»	7,27	306	То же
3	4д	»	»	»	7,27	292	»
4	4д	»	»	»	6,85	292	»
5	4д	»	»	»	7,08	293	»
6	28	»	Биотит из биотитовых гранитов	»	7,10	308	Р. Н. Соболев и др., 1966
7	29	»	Биотит из мелкозернистых гранитов	»	6,95	310	То же
8	С-4	»	Биотит из пегматита	»		304*	Г. Д. Афанасьев и др., 1967
9	С-4	»	То же	»		305	То же
10	С-4	»	»	»		322	»
11	С-4	»	»	»		295	»
12	С-4	»	»	»		292	»
13	С-4	»	»	»		325*	»
14	8д	»	»	»		310	»
15	9д	»	»	»		303	»

* Для проб № 8 и 13 возраст определен рубидий-стронциевым методом, он равен 290 млн. лет при $\lambda Rb_{87} = 1,39$ (Афанасьев и др., 1968)

опорной для Бохтинского массива и гранитов калдырминского комплекса изученного района.

Пермский джаксытагалинский интрузивный комплекс

Интрузивные породы джаксытагалинского комплекса представлены гранитами, сиенитами, сиенит-порфирами, гранит-порфирами, диорит-порфиритами и щелочными габброидами. Они принадлежат к группе трещинных интрузий и по форме залегания разделяются на дайки, сравнительно небольшие линейные тела и штокообразные залежи. Из общего количества джаксытагалинских интрузий примерно 95% принадлежат гранит-порфирам, около 3% — гранитам, сиенитам и сиенит-порфирам, которые находятся примерно в равных количествах, и остальные 2% — диорит-порфиритам, среди которых по результатам химических анализов выявлены единичные небольшие дайки щелочных габброидов.

Дайки джаксытагалинского комплекса образуют несколько поясов, протягивающихся через всю область Токрауской впадины на расстояние более 100 км (рис. 37). Самая южная ветвь этой общей поясной системы, имеющей субмеридиональное простирание, протягивается с небольшими перерывами от южной рамки исследованной площади до южного окончания Кентского массива. Следующий мощный узел даек охватывает с двух сторон Кентский массив и, соединяясь у его северо-восточной окраины, проходит в северо-восточном направлении через западную часть Бохтинского массива. Протяженность южного пояса около 50 км, максимальная ширина 2—3 км. В пределах пояса развиты дайки гранит-порфиров и реже диорит-порфиритов. Вся система южного пояса представлена вертикальными дайками длиной до 5—6 км и мощностью от 5—10 до 30—40 м. Число даек по ширине пояса достигает 5—30 и более.

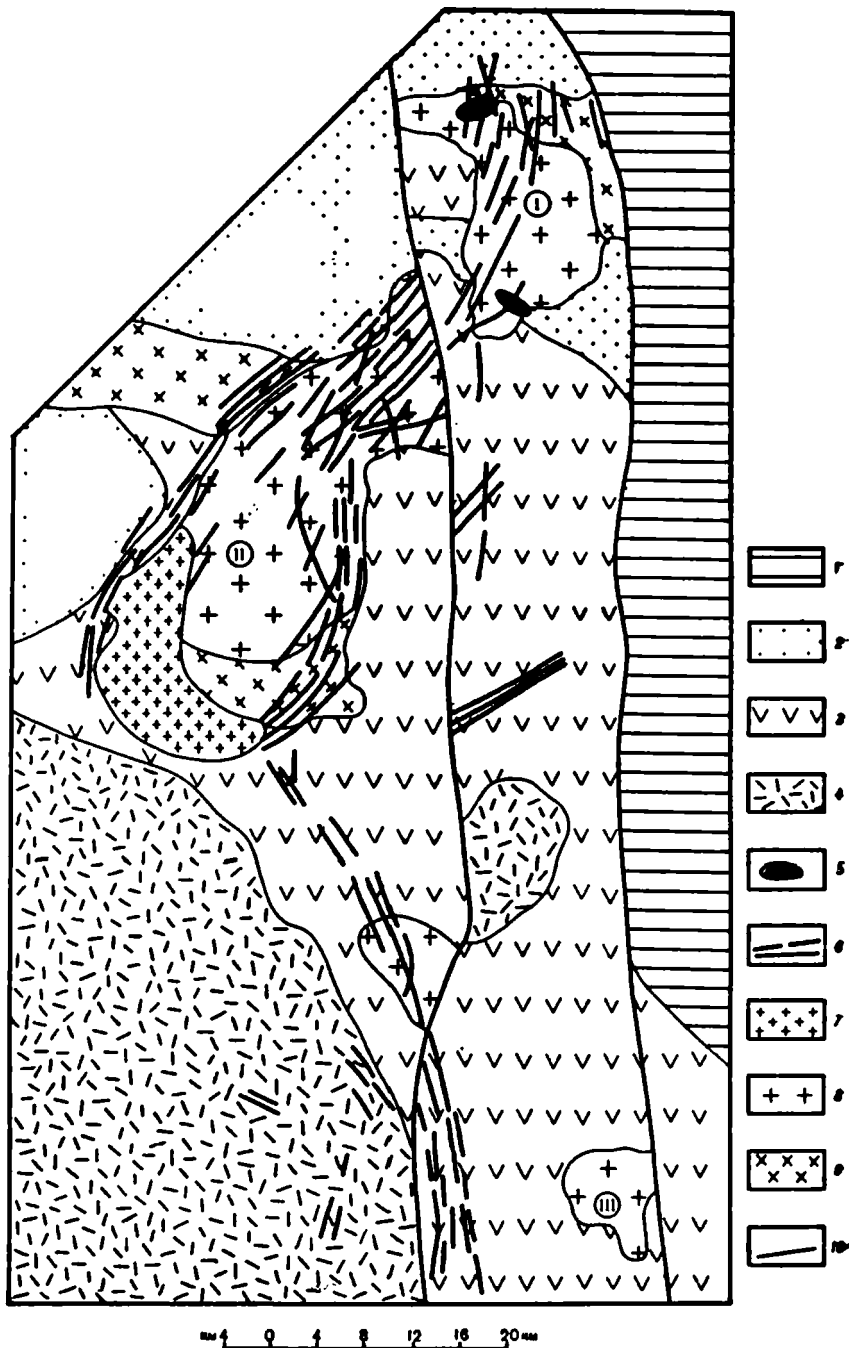


Рис. 37. Схематическая геологическая карта распространения интрузий джаксытагалинского комплекса:

1 — древнепалеозойские и девонские отложения, нерасчлененные; 2 — средне-верхнедевонские отложения, нерасчлененные; 3 — вулканогенные образования нижнего—среднего карбона, нерасчлененные; 4 — породы архарлинской свиты; 5 — экструзивные вулканические аппараты; 6 — трещинные интрузии джаксытагалинского комплекса; 7 — пермские аляскитовые граниты; 8 — граниты калдырминского комплекса; 9 — гранодиориты топарского комплекса; 10 — разрывные нарушения. Массивы: I — Бохтинский, II — Кентский, III — Темиршинский

Кентско-Бохтинская система даек состоит из более мелких структур. Главные из них — сложно построенный Кентский узел кольцевой формы и линейный Бохтинский пояс. В районе Кентского массива два дайковых пояса огибают массив с востока и запада, образуя кольцеобразную структуру, как бы сплюснутую с северо-запада и прерывающуюся в юго-западной части, где на поверхность выходят пермские аляскитовые граниты. В северной части массива эти два пояса сливаются и переходят в пояс северо-восточного простираения, который далее на север соединяется с дайковым поясом западной части Бохтинского массива. Общая длина Кентско-Бохтинской системы 70 км. Северо-западный пояс Кентского кольцевого узла имеет ширину до 2 км, юго-восточный — от 4 км на юге до 1 км на севере. Дайки юго-восточного пояса наклонены на северо-запад и запад внутрь массива под углами от 25—30° до очень крутых, почти вертикальных. В других пунктах преобладают вертикальные дайки. Мощность даек весьма изменчива и колеблется от 5—10 до 20—30 м. Самые крупные имеют мощность до 80 м. Протяженность их от 2—3 до 10—12 км. В пределах этой системы развиты все петрографические и возрастные типы пород.

Дайки слагают линейно вытянутые или кольцевые поясы. Анализ их положения в Кентском массиве показывает, что основным структурным элементом, с которым они связаны, является кольцевая структура разломов, в западной части подчеркнутая серповидной формой залежи пермских аляскитовых гранитов. Последние срезают восточный дайковый пояс по всей ширине, но сами прослеживаются в южном и юго-западном направлении. На северо-западе, там, где аляскитовые граниты не обнажаются, кольцевая структура выражена сохранившимися здесь дайками, следующими параллельно внешнему контакту аляскитовых гранитов.

Тела неправильной или штокообразной формы развиты на юге района. Размеры этих тел от 0,5—1,0 до 3—4 км в поперечнике.

Интрузии джаксытагалинского комплекса состоят из нескольких хорошо выраженных возрастных групп.

Граниты являются наиболее ранней по времени внедрения и в то же время наименее распространенной разновидностью пород. Ими сложен дайковый пояс в северной части Кентского массива, ширина которого 1—1,5 км, длина 4—5 км. Здесь установлено до 15 параллельно расположенных даек. Наибольший интерес представляет дайка гранитов в северо-восточной части Кентского массива, превышающая по размерам все остальные дайки района. Местами мощность ее достигает 60—80 м, а в среднем около 50 м. Простираение ее субширотное. Длина около 10 км. В средней части дайка раздваивается и «обтекает» линзовидный блок вмещающих гранитов. К северу от нее обнажаются несколько одиночных даек, сложенных гранитами. Длина их от 3—4 до 8—10 км, мощность 10—15 м. Все они с преобладающим северо-восточным простираением достигают Казангапского глубинного разлома и вновь вскрываются уже в пределах Бохтинского массива и его юго-западных окраин. Самая крупная дайка гранитов почти под прямым углом пересекается дайкой сиенит-порфиров. Обе эти дайки, в свою очередь, прорваны следующей по времени дайкой гранит-порфиров, ориентированной в северо-восточном направлении. Наконец, все три дайки пересекаются наиболее поздней дайкой диорит-порфиров. Таким образом, в этом пункте устанавливаются основные возрастные соотношения между дайками различного состава, которые четко выдерживаются на всей описываемой территории. Граниты — аплитовидные или порфиривидные породы розового или серого цвета и очень плотного

мелкозернистого сложения. Они образованы интенсивно пелитизированным ортоклазом (40—50%), плагиоклазом № 15—20 (15—20%), кварцем (25—30%), биотитом (1—2%) и небольшим количеством аксессуарных минералов.

Следующая возрастная группа пород представлена сиенитами и сиенит-порфирами. Сиенитами сложена часть интрузии Мийлибулак и безымянная интрузия, расположенная к западу от массива Актелес у западной рамки описываемой территории. Сиенит-порфиры слагают также дайковые тела, но распространены они значительно меньше, чем породы других составов. Безымянная интрузия представляет собой самое крупное тело, сложенное породами джаксытагалинского комплекса. В плане это почти изометричное тело, слегка вытянутое в северо-восточном направлении, площадь которого около 4—5 км². В центре массива сиениты прорваны дайкой тонкозернистых сиенит-порфиров, аналогичных по химическому составу вмещающим породам.

Сиениты — зеленоватые или розовато-серые породы, мелко-, среднезернистого сложения с крупными вкрапленниками полевых шпатов и цветных минералов. Они относятся к нормальному известково-щелочному типу и состоят из калиевого полевого шпата (50—55%), плагиоклаза № 25—30 (30—25%), роговой обманки (10—15%), кварца (5—8%) и аксессуарных минералов, среди которых резко преобладает сфен.

Гранит-порфиры и порфировидные граниты, представляющие следующую возрастную группу, пользуются наибольшим распространением среди пород описываемого комплекса. Порфировидные граниты слагают большую часть массива Мийлибулак, а гранит-порфиры — ряд штокообразной формы и подавляющую часть джаксытагалинских даек района. Массив Мийлибулак, расположенный на юге исследованной территории, достигает в поперечнике 3 км. В центре массива, в его наиболее пониженной части, обнажаются сиениты, которые слагают незначительные участки среди лейкократовых порфировидных гранитов. Сиениты прорваны гранитами, раздроблены на контакте и пронизаны массой прожилков гранитного материала. Лейкократовые порфировидные граниты имеют розовый или красный цвет, мелкозернистое сложение и отличаются обилием структурных разновидностей. Наблюдаются переходы обычных преобладающих типов пород в тонкозернистые разновидности зон эндоконтактов. Последние имеют облик жильных гранит-порфиров, в которых на фоне тонкозернистой основной массы четко выделяются вкрапленники кварца и полевых шпатов. Вмещающие породы архарлинской свиты на контакте с гранитами подверглись в зоне 100—200 м интенсивному окварцеванию, серицитизации, местами превращены в грейзены. Из анализа структурного положения массива и особенностей слагающих его пород следует, что сиениты представляют собой апикальную часть не вскрытой более крупной интрузии, а прорывающие их порфировидные лейкократовые граниты слагают пологую залежь мощностью до 100 м, внедрившуюся по контакту сиенитов и вмещающих пород. Штоки и штокообразные тела, сложенные гранит-порфирами, обнажаются преимущественно в южной части района. Размеры их от первых десятков метров до 1,5 км в поперечнике. В краевых частях гранит-порфиры обладают флюиальностью, повторяющей неровности смежного контакта, а к центру становятся мелкозернистыми и резко порфировидными. Такими же особенностями обладают и наиболее мощные (десятки метров) дайки, сложенные гранит-порфирами. Дайки гранит-порфиров распространены во всех вышеописанных пунктах. В пределах южного пояса местами насчитывается до 15—20 параллельно расположенных даек при длине 5—6 км и мощности 30—40 м.

В юго-восточной части Кентского массива насыщенность пояса дайками достигает 40, мощность которых измеряется от 10 до 30—40 м. Длина отдельных из них 10—12 км.

Гранит-порфиры — массивные породы красного, серовато-розового или светло-серого цвета. На фоне очень плотной основной массы резко выделяются вкрапленники полевых шпатов и кварца от нескольких

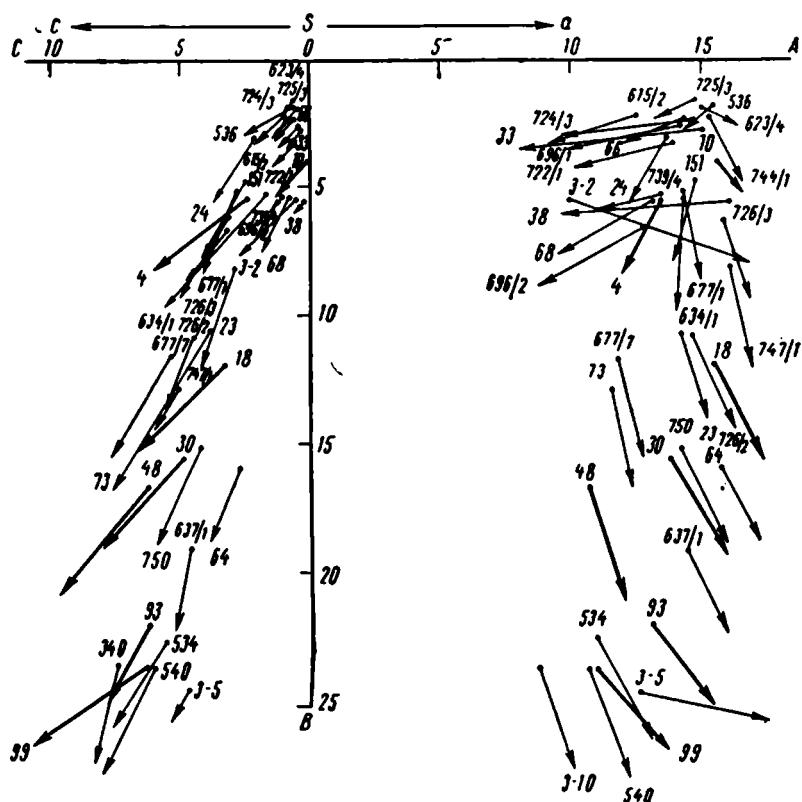


Рис. 38. Диаграмма химического состава пород джаксытагалинского комплекса (по методу А. Н. Заварицкого)

миллиметров до 1—2 см. Эти породы характеризуются однородным минеральным составом и отличаются лишь по микроструктуре основной массы. Составляют они из следующих минералов: главные — калиевый полевой шпат и кварц; второстепенные — плагиоклаз, рибекит, эгирин — авгит, биотит; акцессорные — апатит, монацит, циркон, сфен. Калиевый полевой шпат вкрапленников составляет от 1 до 20%, кварц — от 1 до 15%, второстепенные и акцессорные минералы — от долей процента до 1—1,5% объема породы. Остальная часть сложена основной массой, состоящей из полевых шпатов и кварца (от 65 до 99%). По микроструктуре основной массы среди гранит-порфиров выделяются породы: 1) с псевдофлюидальной структурой; 2) с микропиклитовой; 3) с граноофировой и гипидиоморфнозернистой структурами. Такие структурные разновидности пород можно наблюдать при изучении шлифов от контактов к центру штоков или наиболее крупных даек.

Наиболее поздняя по времени образования группа интрузий джаксытагалинского комплекса представлена диорит-порфиритами и ще-

Химический состав пород джаксытагалинского комплекса

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₂	F	Сумма	H ₂ O
534	49,86	2,06	15,63	5,20	5,09	0,32	4,65	7,75	3,01	2,86	1,36	0,06	—	99,95	0,36
3-10	48,44	1,64	16,10	4,12	6,57	0,28	5,34	7,90	3,24	0,72	—	—	—	99,18	0,04
637/1	51,66	2,60	16,92	4,51	5,63	0,42	3,91	6,12	5,40	1,50	0,23	—	0,25	100,77	—
64	56,83	1,13	15,51	5,11	4,42	0,04	2,78	4,23	5,22	2,89	0,69	—	—	100,74	0,40
750	56,83	1,30	16,42	3,33	3,61	0,09	3,44	5,62	4,40	2,90	0,38	—	0,15	100,52	—
696/2	66,21	0,35	15,83	1,53	1,22	0,08	0,85	2,50	3,20	3,70	0,14	—	0,04	99,41	—
722/1	76,38	0,15	13,10	0,38	1,31	0,04	0,17	0,56	3,70	4,50	0,023	—	0,10	100,5	—
724/3	75,75	0,20	13,44	0,67	0,70	0,03	0,08	0,62	3,8	4,8	0,027	—	0,09	100,23	—
38	76,71	0,20	12,77	0,56	0,68	0,03	0,08	0,50	4,1	4,5	0,027	—	0,15	100,39	—
66	70,90	0,58	15,75	1,97	0,00	0,01	0,18	0,20	4,43	4,99	—	—	—	99,47	0,30
66	76,40	0,19	12,70	0,51	1,35	сл.	0,13	0,52	3,86	4,57	0,02	—	—	100,42	0,29
151	69,28	0,48	15,30	1,31	1,67	0,14	0,94	2,06	4,62	3,42	—	—	—	100,20	—
696/1	76,69	0,10	12,60	0,45	0,89	0,03	0,17	0,37	3,2	4,5	0,023	—	0,08	100,66	—
33	75,60	0,15	13,94	0,04	0,50	0,00	0,14	0,29	4,40	4,24	—	—	—	99,78	0,16
24	72,94	0,24	14,16	1,17	0,93	0,01	0,51	1,78	3,98	3,72	—	—	—	99,99	0,22
68	75,36	0,14	13,45	1,40	1,25	0,00	0,076	0,70	4,23	3,28	0,04	—	—	100,90	0,17
634/1	71,78	0,30	14,43	1,20	1,22	0,08	1,49	1,50	3,9	4,7	0,082	—	0,05	100,41	—

615/2	77,42	0,10	12,27	0,74	0,63	0,04	0,13	0,75	3,10	4,80	0,014	—	0,11	100,37	—
623/4	76,53	0,10	12,44	0,84	0,89	0,08	0,08	0,56	4,2	4,5	0,027	—	0,20	100,6	—
726/2	60,77	0,60	17,25	5,40	0,21	0,06	2,38	5,12	4,5	3,1	0,39	—	0,13	100,51	—
726/3	65,40	0,50	16,59	2,40	1,50	0,12	1,19	3,12	4,8	3,7	0,20	—	0,09	100,12	—
73	61,63	0,32	16,01	3,25	3,89	0,11	3,02	4,90	3,36	2,92	0,15	—	—	100,24	0,17
677/1	68,28	0,40	14,76	1,62	1,73	0,07	1,10	2,50	3,5	4,6	0,082	—	0,03	99,39	—
677/7	61,59	0,70	16,59	3,01	3,19	0,10	2,76	5,25	3,4	2,9	0,15	—	0,13	100,37	—
23	61,30	0,70	16,22	1,22	4,88	0,04	2,19	4,13	4,18	3,36	—	—	—	100,02	0,30
747/1	64,30	0,70	16,42	2,26	2,34	0,04	1,78	2,87	5,4	3,0	0,31	—	0,06	100,11	—
739/1	75,18	0,20	13,60	0,45	1,36	0,04	0,17	0,94	3,3	5,0	0,082	—	0,15	100,57	—
744/1	74,33	0,10	12,77	1,01	0,51	0,06	0,42	0,37	0,9	9,50	—	—	—	100,62	—
536	75,58	0,20	12,79	сл.	1,68	0,04	0,11	0,60	3,04	5,09	0,01	0,03	не опр.	99,75	0,26
3-2	77,85	0,19	12,45	0,80	0,54	—	0,31	0,42	2,70	3,12	—	—	—	99,01	—
3-5	48,71	1,46	15,67	5,33	5,28	0,18	1,50	13,20	3,98	2,34	—	—	—	100,62	0,28
540	48,90	1,86	15,95	4,48	5,89	0,14	5,79	7,30	3,83	1,40	1,28	—	—	99,54	0,21

Примечание. 534,3 — 10 — диабазовые порфиры (Кентский массив); 637/1 — габбро-порфиры (Кентский массив); 64, 750 — диорит-порфиры (Бохтинский массив); 696/2 — гранодиорит-порфиры (массив Актелес); 722/1 — гранит-порфиры (в 1 км к 3 от массива Мийлибулак); 724/3, 725/3, 38, 66 — порфировидные граниты массива Мийлибулак; 151, 696/1 — гранит-порфиры (массив Актелес); 33 — гранит-порфиры (в 2 км к 3 от массива Темирши); 24, 68 — гранит-порфиры (Бохтинский массив); 634/1, 615/2, 623/4, 536,3—2 — гранит-порфиры (Кентский массив); 726/2, 726/3 — сиениты массива Мийлибулак; 73, 677/1, 677/7 — сиениты в ю.-з. части территории; 23, 747/1 — сиенит-порфиры (Бохтинский массив); 739/1 — граниты (Кентский массив); 739/1 — граниты (Кентский массив); 744/1 — граниты (Бохтинский массив); 3—5,540 — тефритовые диабазы (Кентский массив).

Анализы 3—10, 64, 66, 151, 33, 24, 68, 73, 23, 3—2, 3—5 — выполнены в спектрохимической лаборатории геологического факультета МГУ; 637/1, 750, 696/2, 722/1, 724/3, 725/3, 696/1, 634/1, 615/2, 623/4, 726/2, 726/3, 677/1, 677/7, 747/1, 739/1, 744/1 — химическая лаборатория ЦКГУ; 543, 540 — РОСНИИМС; 38 — в геохимической лаборатории МГРИ.

лочными габброидами (последние по химизму соответствуют группе эссексита—тералита). Единичные дайки диорит-порфиров присутствуют повсеместно в пределах всех описанных поясов, а максимальное их количество приурочено к северной и центральной частям Кентского массива. Как правило, это дайки протяженностью 2—3 км и мощностью 1—3—5 м, но некоторые из них достигают 10 м по мощности при длине до 10 км. Они пересекают все описанные ранее дайки джаксытагалинского комплекса.

Преобладающие в этой группе диорит-порфиры представляют собой мелкозернистые порфировидные породы, сложенные плагиоклазом (андезин № 45—50—60—65%), роговой обманкой (20—25%), кварцем (до 5%), калиевым полевым шпатом (2—3%) и акцессорными минералами (3—4%), среди которых преобладают рудный (до 2—3%). Структура породы порфировая, основной массы — гипидиоморфнозернистая, свойственная обычно центральным частям даек и приближающаяся к диабазовой в участках контактов.

Джаксытагалинский комплекс представлен разнообразными породами от гранитов и гранит-порфиров до диабазовых порфиров и щелочных габброидов (табл. 12). В связи с этим отмечается весьма значительное колебание как главных, так и дополнительных числовых характеристик (рис. 38). Наибольший разброс значений отмечен для характеристики b (от 1,6 до 24,6); для a (от 8,78 до 16,1) и c (от 0,2 до 7,17) он значительно меньше. При этом величина характеристики a мало зависит от b , колеблясь в небольших пределах и лишь для пород основного состава (с максимальными значениями характеристики b) отмечается уменьшение a . Что касается характеристики c , то для пород кислого и среднего состава наблюдается прямая зависимость в изменении ее величины от значения характеристики b . Для пород, характеризующихся большими значениями последней (>15) эта зависимость проявляется менее четко.

Дополнительные числовые характеристики a и c обнаруживают определенную зависимость от величины b . Действительно, кислые породы характеризуются наличием a , c в них встречаются редко. Наоборот, средние породы имеют только дополнительную числовую характеристику c . Для всех пород (за редкими исключениями — обр. 3—2, 33 и 38) характерно колебание значения дополнительной числовой характеристики f в пределах 40—60, для m колебания более существенны. Для характеристики n типичны значения больше 50. Изучение петрохимии этой генетически единой серии горных пород, таким образом, показывает, что в их формировании играли существенную роль процессы гибридизма — наиболее гибридные породы имеют максимальные значения характеристики b при общем широком разбросе значений Q от +45,8 до —9,0. В то же время следует отметить, что продукты кристаллизации гранитных магматических расплавов резко преобладают над базальтовыми и составляют до 98% при примерном расчете общих объемов обнаженных пород, а конечные гибридные образования — породы типа сисенит-порфиров — около 1,5%.

Данные о геологическом возрасте описываемых интрузий сводятся к тому, что они прорывают все палеозойские породы, развитые в районе, за исключением рассекающих их пермских акчатауских гранитов.

Для определения абсолютного возраста пород джаксытагалинского комплекса был применен метод дисперсии двупреломления, предложенный Е. А. Кузнецовым (1964). Было проделано 76 замеров по шлифам из различных пород (табл. 13). Среднее значение цифр 298 млн. лет хорошо согласуется с геологическим возрастом (Дорохов и др., 1965).

Отметим, что в Северном Прибалхашье геологическими наблюдениями также выделен джаксытагалинский комплекс. Определение абсолютного возраста пород из этого района дало среднее значение возраста 295 млн. лет (Соболев и др., 1966), что показывает хорошее совпадение результатов для обоих районов.

Таблица 13

№ п/п	Номера шлифов	Возраст в миллионах лет
1	211	285
2	728/2	306
3	724/3	294
4	726/1	300
5	128/1	290
6	735/1	297
7	002/2	290, 290, 291, 291, 295, 299, 304, 306, 312
8	001/1	298, 299, 301, 306, 308, 311
9	3329/2	291, 291, 297, 297, 298, 298, 298, 299, 299, 299, 300, 300, 305, 306, 299, 306, 312, 312
10	3304/1	288, 312
11	524	292
12	0242/2	289, 291, 299, 299, 306, 306
13	K621/2	298, 299, 312, 312
14	5634/1	289, 289, 290, 295, 298

В таблицу включены результаты 57 определений, а остальные не уложились в 5%-ный доверительный интервал. Максимальные и минимальные значения соответственно равны 336 и 254 млн. лет.

Пермский акчатауский интрузивный комплекс

Интрузивные породы акчатауского комплекса слагают юго-западное и западное обрамление Кентского массива и Кувский массив.

Акчатауский комплекс Кентского массива представлен гранитами главной интрузивной фазы, гранитами фазы дополнительных интрузий, жильными и постмагматическими образованиями. Аляскитовые граниты главной интрузивной фазы образуют крупную залежь, которая в плане имеет дугообразную форму и обращена выпуклой стороной на запад. Ширина выхода пород на поверхность в среднем 5 км, местами достигает 6—7 км, максимальная длина около 25 км. Обычно это крупно-, среднезернистые породы светло-серого или розового цвета, почти нацело сложенные щелочными полевыми шпатами и кварцем. Темноцветные минералы представлены биотитом, количество которого редко превышает 1%. В незначительном количестве присутствует плагиоклаз и акцессорные минералы. Количественно-минералогический состав их следующий: микроклин (пертит) — 60%, плагиоклаз — 5%, кварц — 33%, биотит — 1%, акцессорные минералы, флюорит, рудные — 1%. Структура породы гипидиоморфная и характеризуется широким развитием реакционных взаимоотношений.

Эндоконтактовые изменения затрагивают аляскитовые граниты в зоне до 30—40 м. Они выражены в появлении миаролитовых структур, неравномерностерности, местами в альбитизации и грейзенизации. Иногда под экраном вмещающих пород развиты пегматиты, кварцевые и мусковит-кварцевые грейзены. Экзоконтактовые изменения выражены оторочками ороговикованных туфогенно-осадочных пород, среди которых развиты кварц-кордиеритовые, кварц-диопсидовые и кварц-биотитовые разности.

К дополнительным интрузиям акчатауского комплекса в Кентском массиве отнесены пластовые тела и тела неправильной формы, сложенные мелкозернистыми аляскитовыми гранитами. Они прорывают граниты главной интрузивной фазы и, в свою очередь, пересекаются жильной серией первого этапа, представленной жильными гранитами. Наиболее значительной по мощности и площади распространения является пластовая дополнительная интрузия в центральной части массива. Длина ее около 8 км, ширина до 1,5—2,0 км. Мощность достигает 100 м. Отдельные мелкие тела развиты в северной и южной частях массива.

Дополнительные интрузии сложены порфировидными мелко-, реже среднезернистыми аляскитовыми гранитами. Цвет их розовый или розовато-серый. Количественно-минералогический состав весьма близок гранитам главной интрузивной фазы. Структура гранитов гипидиоморфнозернистая с несколько менее выраженными по сравнению с гранитами главной интрузивной фазы реакционными взаимоотношениями между минералами.

К жильной серии отнесены пегматиты и мелкозернистые граниты.

Пегматиты распределены по массиву крайне неравномерно. Общее их количество достигает нескольких сот. Наиболее широко они развиты в западной части интрузии. Размеры отдельных тел равны 5—10—20 м в поперечнике. Форма их округлая или изометричная. Пегматиты имеют зональное строение. Центральная часть сложена молочно-белым кварцем, участками крупнозернистым или шестоватым, среди которого часто встречаются мелкие (1—5 см) кристаллы микроклина. Далее выделяется зона, представленная блоками альбитизированного микроклина и серого кварца. Внешняя часть пегматитов представлена зоной аплитовидных или пегматоидных мелкозернистых гранитов, сложенной калиевым полевым шпатом, кварцем, мусковитом, реже биотитом. Мощность зоны достигает 0,2—0,5 м. Контакты с вмещающими гранитами как постепенные, так и резкие.

Жильные граниты представлены мелкозернистыми порфировидными, иногда пегматоидными аляскитовыми гранитами, для которых весьма характерно развитие миаролитовых структур. В целом структура их гипидиоморфнозернистая, реже порфировидная с аплитовидной структурой основной массы. Жильные граниты развиты повсеместно, но большая их часть приурочена к контактам с вмещающими породами. Преобладают тела пластовой формы, мощность которых от 1 до 5 м.

Диабазовые порфириты — темно-серые или зеленовато-серые породы с порфировой структурой. В составе вкрапленников встречены плагиоклаз (лабрадор) и роговая обманка.

Породы акчатауского комплекса Кентского массива изменены процессами постмагматической деятельности, выраженными альбитизацией и грейзенизацией. Основной особенностью альбитизации является ее широкое площадное распространение в пределах значительной части массива. Глубина проработки гранитов достигает 10—50 м, что наблюдалось в вертикальных разрезах глубоких ущелий. В результате альбитизации были образованы рибекитсодержащие альбитизированные граниты. Макроскопически они отличаются по более светлой, почти белой окраске и присутствию рибекита вместо биотита. Состав их следующий: микроклин-пертит — 53—54%, кварц — 43—44%, плагиоклаз-альбит № 9—10—1—2%, рибекит — 1—2%, акцессории — 0,5—0,8%. Грейзенизация в пределах Кентского массива развита спорадически и встречается в ореолах пегматитовых тел, в зонах повышенной трещиноватости и в связи с жильными гранитами. Выделяются два типа грейзенов: 1) кварцевые и мусковит-кварцевые грейзены, образующиеся в апикаль-

ных выступах пластовых тел жильных гранитов; 2) флюорат-жильбертитовые грейзены трещиноватых зон и пегматитовых тел.

Иногда грейзенизация накладывается на «гнездовые» альбититы, которые являются результатом более поздней альбитизации. Обычно это существенно альбитовые, реже кварц-альбитовые тела размером до 10 м в поперечнике, приуроченные к местам пересечения зон повышенной трещиноватости в области западного эндоконтакта.

Внутренний восточный контакт аляскитовых гранитов с интрузивными породами более древних комплексов на всем протяжении крутой и почти вертикальный. Западный внешний контакт с вмещающими средне-верхнедевонскими и нижнекаменноугольными породами повсеместно пологий с углами наклона от 5—10° на западе до 25—35° — в южной части массива.

Кувский массив полностью сложен интрузивными породами акча-тауского комплекса (Курчавов, 1968). В плане массив вытянут в широтном направлении. Северный, западный и южный контакты интрузии крутые и наклонены в сторону вмещающих пород под углами 40—80°; восточный контакт более пологий, падение его поверхности от 10—20° до 50—60°.

Большая часть массива сложена гранитами главной фазы. Грани-ты дополнительной интрузии занимают около трети его площади и приурочены к северной и центральной частям. Жильные граниты тяготеют к периферии массива, образуя в плане разорванное кольцо выходов. В незначительном удалении от интрузива наблюдаются сателлиты в виде изометричных или дайкообразных выходов. Они следуют направлению контакта и в плане повторяют очертания массива.

Породы главной фазы внедрения представлены средне-крупнозернистыми аляскитами, сменяющимися в эндоконтакте мелкозернистыми разностями зоны закалки, а к центру массива постепенно переходящими в миаболитовые порфировидные мелко-среднезернистые аляскиты.

Структура средне-крупнозернистых аляскитов гипидиоморфно-зернистая или гранулитовая. Для гранитов, развитых в области эндоконтакта, при общем порфировидном облике характерна гипидиоморфная структура.

Дополнительные интрузии представлены порфировидными мелко-среднезернистыми аляскистыми гранитами. Они слагают единое крупное тело, у которого вскрыта полого залегающая кровля. Обычно рвущие контакты этого тела с гранитами главной фазы или почти горизонтальны, или наклонены под разными углами к периферическим частям массива. В свою очередь, граниты дополнительной интрузии прорываются жильными гранитами.

В зонах закалки граниты приобретают аплитовидный облик, здесь же подчас посявляются кварц-полевошпатовые пегматоидные обособления до 30 см в поперечнике.

Граниты жильной серии образуют мелкие крутозалегающие или более крупные в плане (размером до 1,5×4,0 км) пологие тела, приуроченные к периферическим частям массива. Среди них выделяются две генерации. Жильные граниты первой генерации характеризуются тонкозернистой сахаровидной основной массой. Жильные граниты второй генерации — тонкозернистые, мелкозернистые, неравномернозернистые, торфировидные.

Граниты Кувских гор бедны пегматитами. Последние, как правило, не превышают в поперечнике десятков сантиметров и приурочены большей частью к миаболитовым разностям. Возможно, их малые размеры

объясняются интенсивным отгоном летучих в кровлю и равномерным распределением их по всему объему породы.

На диаграмме А. Н. Заварицкого проекции анализов пород акчатауского комплекса (табл. 14, рис. 39) располагаются компактной груп-

Таблица 14

Химический состав пород акчатауского комплекса

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	F	Сумма	H ₂ O
148	77,13	0,10	12,22	0,55	0,45	0,03	0,45	0,46	3,70	4,40	—	—	—	99,85	—
147	77,99	0,10	11,86	0,81	0,39	0,06	—	0,18	3,80	4,10	—	—	—	99,36	—
146	77,46	0,10	11,77	1,26	0,34	0,06	0,05	0,11	4,20	3,70	—	—	—	99,16	—
144	76,93	0,15	11,86	0,32	0,68	0,03	0,32	0,56	3,90	4,50	—	—	—	99,71	—
143	74,23	0,25	12,76	1,29	0,31	0,06	1,10	0,63	4,10	4,40	—	—	—	99,84	—
142	76,52	0,25	12,49	0,98	0,62	0,03	0,23	0,49	3,70	4,70	—	—	—	100,66	—
141	75,07	0,20	12,67	0,74	0,86	0,03	0,41	0,73	4,10	4,60	—	—	—	99,73	—
135	77,09	0,15	11,86	0,90	0,50	0,08	—	0,42	4,00	4,10	—	—	—	99,24	—
134	75,58	0,15	12,67	0,85	0,55	0,04	0,46	0,87	3,50	4,80	—	—	—	99,55	—
133	75,81	0,15	12,40	0,57	0,43	0,03	0,46	0,66	4,10	4,60	—	—	—	99,68	—
132	77,26	0,20	11,33	0,98	0,62	0,11	0,27	0,42	4,00	4,30	—	—	—	99,92	—
131	76,9	0,15	11,86	0,60	0,80	0,03	0,64	0,28	4,00	4,30	—	—	—	100,1	—
130	76,04	0,15	12,04	1,98	0,62	0,06	0,27	0,14	3,50	5,1	—	—	—	100,24	—
114	77,71	0,10	11,86	0,82	0,18	0,04	—	0,1	3,92	4,52	—	—	0,09	99,25	—
113	76,97	0,12	12,08	1,07	0,16	0,08	сл.	0,15	3,92	4,52	—	—	0,10	99,17	—
112	77,50	0,14	11,68	1,13	0,11	0,10	0,1	0,15	3,67	4,63	—	—	0,07	99,21	—
111	77,10	0,17	12,16	0,96	0,11	0,04	—	0,39	3,75	4,52	—	—	0,22	99,20	—
110	78,13	0,16	11,69	1,06	0,14	0,08	—	0,18	3,83	4,40	—	—	0,19	99,86	—
97	77,65	0,14	11,89	1,25	0,25	0,06	—	0,31	3,83	4,00	—	—	0,24	100,12	—
96	76,54	0,14	11,80	1,43	0,14	0,15	0,20	0,64	4,00	4,15	—	—	0,23	100,63	—
527	77,12	0,11	12,27	0,30	1,07	0,02	0,06	1,05	3,66	4,32	—	—	—	100,12	0,14
3-а	74,40	0,28	12,73	1,78	0,30	0,04	сл.	0,15	4,19	5,04	0,04	—	—	99,41	0,16
13-а	73,62	0,44	12,45	3,03	0,37	0,98	сл.	0,30	3,72	5,17	0,08	—	—	99,62	0,06
1862	75,62	0,30	12,27	1,37	0,44	0,03	сл.	0,45	3,38	4,47	0,04	—	—	99,63	0,12
506/1	75,86	0,17	12,69	0,79	0,92	0,03	0,43	сл.	3,74	4,70	0,04	0,01	—	99,70	0,16
559	74,54	0,33	12,43	2,39	0,72	0,09	0,25	0,71	4,80	3,92	0,11	0,06	—	100,65	0,15
543/1	74,72	0,34	12,88	1,75	0,47	0,14	0,03	0,95	3,90	5,00	0,06	сл.	—	100,65	0,18
514	76,12	0,22	12,67	1,23	0,61	0,03	0,14	0,70	3,48	4,94	0,16	сл.	—	100,66	0,22

Примечание. Кентский массив: 148, 147, 146—мелкозернистые жильные граниты; 144, 143, 142, 141—мелкозернистые аляскитовые граниты; 135, 134, 133, 132, 131, 130, 114, 113, 112, 111, 110, 97, 96—крупно-среднезернистые аляскитовые граниты. Кувский массив: 527, 3-а, 13-а, 1862, 506/1, 559—крупно-среднезернистые аляскитовые граниты; 543/1, 514—мелкозернистые жильные граниты.

Анализы 148, 147, 146, 144, 143, 142, 141, 135, 134, 133, 132, 131, 130, 3-а, 13-а выполнены в химической лаборатории ЦКГУ; 527, 506/1, 543/1, 514—РОСНИИМС; 559, 114, 113, 112, 111, 110, 97, 96—в спектрохимической лаборатории геологического факультета МГУ.

пой, характеризуясь весьма незначительными вариациями значений главных числовых характеристик a (от 13,5 до 16,0), b (от 1,0 до 3,87) и c (от 0 до 1,4). Судя по этим характеристикам, они близки к аляскииту по Р. Дэли. Однако меньшее значение характеристики b указывает на их более кислый состав. По дополнительным числовым характеристикам среди пород этого комплекса выделяются две группы: для одной из них имеется характеристика a' , для другой — c' . К первой группе относятся анализы пород, имеющих наименьшие значения характеристики b . Цветные компоненты пород характеризуются высокой железистостью. Характеристика f большинства анализируемых пород лежит в интервале 50—70. Лишь в трех анализах она меньше 50 (минимальное значение

36,7) и в 25% анализированных пород превышает 70 (максимальное значение 96,0). Породы акчатауского комплекса, таким образом, кристаллизовались из дифференцированной магмы, практически не испытавшей загрязнения посторонним материалом, это подтверждается и

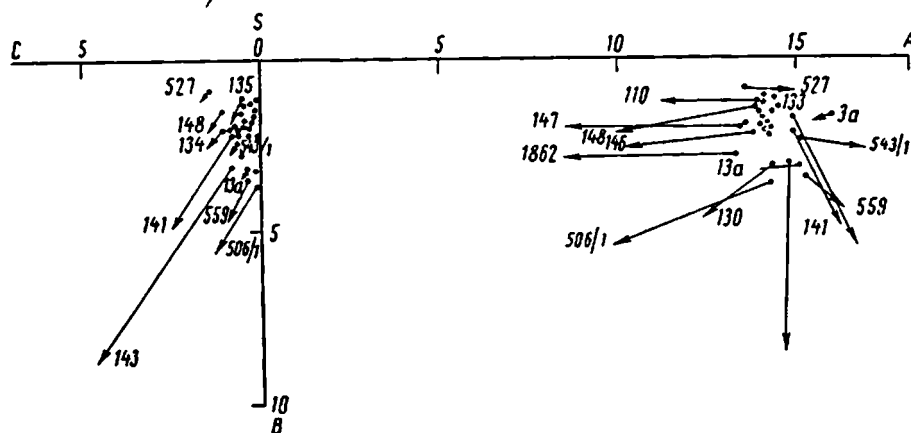


Рис. 39. Диаграмма химического состава пород акчатауского комплекса (по методу А. Н. Заварицкого)

геологическими наблюдениями. Числовая характеристика n лежит в пределах 50—60, подтверждая вывод о том, что это очень однородные по соотношению щелочей породы натрового ряда.

Акчатауские аляскитовые граниты прорывают отложения архарлинской свиты и породы джаксытагалинского комплекса. Их геологический возраст в Центральном Казахстане принят как пермский. Цифры абсолютного возраста (табл. 15), полученные калиево-аргоновым методом, хорошо согласуются и указывают, что формирование комплекса происходило либо на границе ранней и поздней перми, либо в позднепермское время.

Таблица 15

№ пробы	Массив	Анализируемый материал	Метод	Содержание калия (%)	Возраст, млн. лет	Автор
2	Кувский	Биотит из среднезернистых гранитов первой фазы	К/Ар	6,95	290	Р. Н. Соболев и др., 1965
10		„	„	7,00	265	„

Для других районов Центрального Казахстана имеются цифры (калий-аргоновый метод): 293 ± 15 млн. лет (39 анализов биотита; Сатпаев и др., 1963), 295 ± 20 млн. лет (9 анализов биотита; Комлев и др., 1960), 265 ± 10 млн. лет (Аникеева, 1965) и т. д. Кроме того, имеются цифры, полученные свинцовым методом: 295 ± 5 млн. лет (Комлев и др., 1960) и 290 ± 25 млн. лет (Сатпаев и др., 1963).

Пермский кайнарский интрузивный комплекс

Интрузивные породы кайнарского комплекса слагают Абралинский массив и несколько небольших тел, расположенных в пределах

Кайнарской синклинальной зоны в области ранневарисцийских поднятий. Они представлены щелочными аляскистыми гранитами, монцонитами, кварцевыми диоритами и диоритами; разнообразными жильными образованиями.

В Абралинском массиве щелочные аляскистые граниты имеют активные контакты с вулканогенными породами эйфельского яруса. В возрастном отношении среди них выделяются среднезернистые граниты главной интрузивной фазы и порфировидные или мелкозернистые граниты дополнительных интрузий. Первые преобладают в центральных частях массива, вторые же тяготеют к его периферии и эндоконтактным зонам.

Щелочные аляскистые граниты главной и дополнительной фаз внедрения отличаются серовато-розовой окраской и сложены калиевым полевым шпатом, кварцем и цветными минералами. На правах второстепенного присутствует плагиоклаз. Акцессорные минералы представлены цирконом, сфеном, апатитом, торитом, флюоритом, гематитом, титаномагнетитом, ортитом. Содержания главных компонентов меняются в широких пределах. Так, калиевый полевой шпат составляет от 50 до 70% объема породы, кварц — 35—42%, цветные минералы от 0 до 10—15%.

Цветные минералы представлены эгирином и рибекитом.

Из акцессорных минералов чаще других встречаются гематит, титано-магнетит, титанит, ортит.

Широкое развитие вторичных изменений выражается в альбитизации полевых шпатов, выщелачивании цветных минералов, новообразовании кварца.

Для гранитов характерна гипидиоморфнозернистая структура с характерными участками микрографических сростаний. Немногочисленные кристаллы альбитизированного плагиоклаза всегда идиоморфны к микроклину и корродируются последними. Во всех разностях гранитов широко развиты миароловые полости. В большей мере это выражено у среднезернистых и мелкозернистых, в меньшей — у порфировидных гранитов.

Интрузия гранитов образовала широкий ореол (первые сотни метров) приконтактных изменений. Наибольшему изменению подверглись кислые эффузивные породы, которые представляют кварцево-полевошпатовые или кварцево-полевошпатово-серицитовые роговики.

Интрузии монцонитов были обнаружены в юго-западном предгорье Жаксы-Абралы, где они образуют небольшие штоки, прорывающие эйфельские породы. Эти тела имеют изометричную форму до 700 м в поперечнике. В монцонитах содержатся многочисленные в разной мере переработанные ксенолиты. Непосредственные соотношения описываемых пород с гранитами не наблюдались.

Монцониты окрашены в красно-серый цвет и характеризуются мелкозернистой полнокристаллической структурой. Их главными породообразующими минералами являются плагиоклаз (до 60—65%), пироксен (от 15 до 20%), калиевый полевой шпат (от 10 до 18—20%). В качестве второстепенных присутствует рудный (от 5 до 12%), кварц (до 5%, реже до 3—10%), апатит (до 1%). Таким образом, в монцониты объединена группа пород, главным образом сиенито-диоритового ряда до кварцевых монцонитов.

Плагиоклаз — андезин-лабрадор № 46—52 образует таблитчатые кристаллы, размеры которых колеблются от 0,1—0,2 мм в поперечнике до 2—3 см. Вторичные минералы по нему — серицит, гидробиотит, эпидот. Пироксен образует короткопризматические кристаллы с несколько

округленными углами. Вторичные изменения выражаются в хлоритизации, в некоторых случаях в отальковании.

Структура монцонитов гипидиоморфнозернистая. Совместные выделения калиевого полевого шпата и кварца иногда образуют микрографические срастания.

Экзоконтактовые изменения, связанные с монцонитами, непредставительны и выражены слабым окварцеванием вмещающих пород.

Кварцевые диориты и диориты обнажаются в северо-западных предгорьях Жаксы-Абралы. Их штокообразные небольшие тела прорывают эйфельские породы. К кайнарскому комплексу они отнесены условно, поскольку изолированный характер выходов не позволяет провести необходимые сопоставления.

Описываемые породы имеют серый, с розовым оттенком цвет и мелкозернистую структуру. Они сложены главным образом плагиоклазом (от 50 до 70%), кварцем (от 3—5 до 10%), калиевым полевым шпатом (от 0 до 10%) и в небольшом количестве, цветным минералом (10—20%). В качестве второстепенного минерала иногда присутствует рудный (5—9%). Встречаются апатит, сфен и др.

Цветные минералы сохранились плохо. Судя по реликтовым участкам, первоначально присутствовали биотит, амфибол, моноклинный пироксен.

Состав вторичных минералов разнообразен. Кроме альбита, развивающегося по полевым шпатам, широко распространены хлорит, эпидот; карбонат, серицит, лейкоксен, реже гидробиотит.

Сложение пород описываемой группы неравномернозернистое, иногда порфиоровидное. Микроструктура гипидиоморфнозернистая.

Кайнарский комплекс сопровождается немногочисленной, но своеобразной жильной серией: щелочными гранитами, гранит-порфирами, граносиенит-порфирами, кварцевыми диорит-порфиритами, диоритами, гранодиоритами, лампрофирами, габбро-диабазами, микрогаббро. Эти породы встречаются как в теле Абралинского массива, так и среди палеозойских толщ в различных районах.

Жильные щелочные граниты лейкократовые, аляскитового облика породы. Они распространены в пределах Абралинского массива и в предгорьях Жаман-Абралы. Особенно многочисленны выходы жильных гранитов в экзоконтакте интрузии. Главными пороодообразующими минералами являются кварц (около 40—50%) и калиевый полевой шпат (около 50—55%). Акцессорные минералы представлены сфеном, рудным. Цветные минералы не сохранились. В структурном отношении жильные граниты близки к мелкозернистым гранитам массива. В них такие же гипидиоморфнозернистая структура и более или менее часто встречающиеся участки с микрографическим срастанием. Вторичные изменения: выщелачивание цветных минералов, альбитизация, окварцевание, серицитизация и образование гидробиотита.

Гранит-порфиры распространены в поле выходов пород эйфельского яруса. Изредка они обнаруживаются среди гранитов Абралинского массива. Порфировые выделения представлены калиевым полевым шпатом и кварцем, иногда плагиоклазом. Основная масса сложена мелкозернистым агрегатом тех же минералов. Наиболее часто встречаются дайки с тонким микрографическим строением базиса. Реже наблюдаются микрогранитовые, сферолитовые или аллотриоморфные структуры основной массы.

Граносиенит-порфиры в виде мелких даек широтного простирания развиты к юго-западу от Абралинского массива, где ими прорываются субвулканические эйфельские базальтовые порфиры. Реже они встре-

чаются в Абралинском массиве. Порфиновые выделения образованы плагиоклазом, редко — кварцем. Структура породы в основном гипидиоморфнозернистая.

Кварцевые диорит-порфиры, диориты, гранодиориты образуют ряд даек, развитых преимущественно в верховьях р. Кенасу, в поле выходов силура и нижнего девона. Породы характеризуются мелкозернистой полнокристаллической, нередко порфировидной структурой. Иногда они содержат вкрапленники полевых шпатов или кварца. Главными породообразующими минералами являются плагиоклаз, кварц, калиевый полевой шпат. Цветные минералы не сохранились. Второстепенные и акцессорные представлены рудным минералом, редко — апатитом. Плагиоклаз преобладает и количество его колеблется от 35—50% до 70%. Кварц от 5—8 до 15%, калиевый полевой шпат — от 3—5 до 15%. Рудные и акцессорные минералы составляют от 2—3 до 5%. Вторичные минералы содержатся в количестве от 10—12 до 25%. Структура основной массы чаще всего гипидиоморфнозернистая.

Лампрофиры пользуются ограниченным распространением. Они обнаруживают значительную степень зеленокаменного изменения и состоят из разложенного плагиоклаза и роговой обманки.

Габбро-диабазы, микрогаббро слагают дайки, обычно контролируемые разрывами и трещинами меридионального простираения и, по видимому, относятся к наиболее позднему жильным образованиям, так как в ряде случаев ими прорываются диорит-порфиры. Все породы имеют сходный облик: темно-серая или зеленовато-серая окраска, однородное мелкозернистое строение. Габбро-диабазы характеризуются чаще афировой, чем порфировой структурой, и сложены плагиоклазом (№ 50—65) и пироксеном (авгитом); вторичными минералами: хлоритом, серицитом, лейкоксеном, эпидотом. Микрогаббро представляют собой мелкозернистую равномернозернистую породу, сложенную пироксеном, плагиоклазом и рудным минералом. Плагиоклаз составляет до 60% породы, пироксен — до 30%, рудный минерал — около 10%. Присутствуют кварц (около 5%) и апатит.

Результаты химических анализов пород кайнарского комплекса сведены в табл. 16. Для щелочных гранитов этого комплекса — группы

Таблица 16

Химический состав пород кайнарского комплекса (Кайнарский массив)

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	CO ₂	F	п. п.	Сумма
29	75,58	0,09	12,54	1,28	0,54	0,05	0,09	0,56	4,22	5,12	0,31	—	0,26	0,04	—	100,63
33	75,12	0,20	13,07	1,56	0,31	0,02	0,10	0,30	5,00	4,01	0,82	—	0,08	0,08	—	100,67
32e	73,88	0,19	13,56	2,01	0,09	0,05	0,41	0,20	4,86	4,54	0,42	0,06	0,17	0,08	—	100,52
30	75,58	0,19	11,86	3,13	0,34	0,05	0,16	0,41	3,50	4,75	0,47	0,06	0,08	0,01	—	100,59
27	71,38	0,21	15,35	0,56	0,94	0,03	0,36	0,86	4,76	5,28	0,69	—	0,15	0,04	—	100,61
26a	74,42	0,20	13,42	2,32	0,11	0,02	сл.	сл.	4,50	4,80	0,31	—	0,08	0,08	—	100,16
306	47,80	1,35	15,28	5,55	4,92	0,14	5,91	9,16	3,22	1,89	2,01	0,12	2,55	—	—	99,90
39	59,03	1,39	15,30	6,35	2,45	0,24	2,02	3,24	5,36	3,11	1,42	0,17	0,35	—	—	100,42
22	75,56	0,13	13,37	2,11	0,62	0,11	0,48	1,05	3,36	5,02	0,42	0,04	—	—	1,37	100,64
23	75,00	сл.	13,73	0,92	0,12	0,01	0,12	0,65	3,33	5,56	0,02	0,14	—	—	0,08	99,75
24	70,84	0,13	15,91	1,88	0,12	0,04	0,48	1,50	2,34	5,46	0,47	0,33	—	—	н/о	99,45

Примечание. 26a, 32e—среднезернистые щелочные граниты; 23—порфировидные щелочные граниты; 24, 27, 30—мелкозернистые щелочные граниты; 296—щелочные жильные граниты; 33—гранит-порфиры; 306—лампрофиры; 39—монцититы. Анализы выполнены в геохимической лаборатории МГРИ.

пород, наиболее полно охарактеризованных анализами — характерно низкое содержание окислов металлов, не входящих в алюмосиликаты, и высокое содержание кремнезема. Относительное количество щелочей, входящих в состав алюмосиликатов, нормальное или несколько ниже среднего. В этой группе присутствуют как породы нормального ряда, так и пересыщенные глиноземом (рис. 40). Пониженные содержания

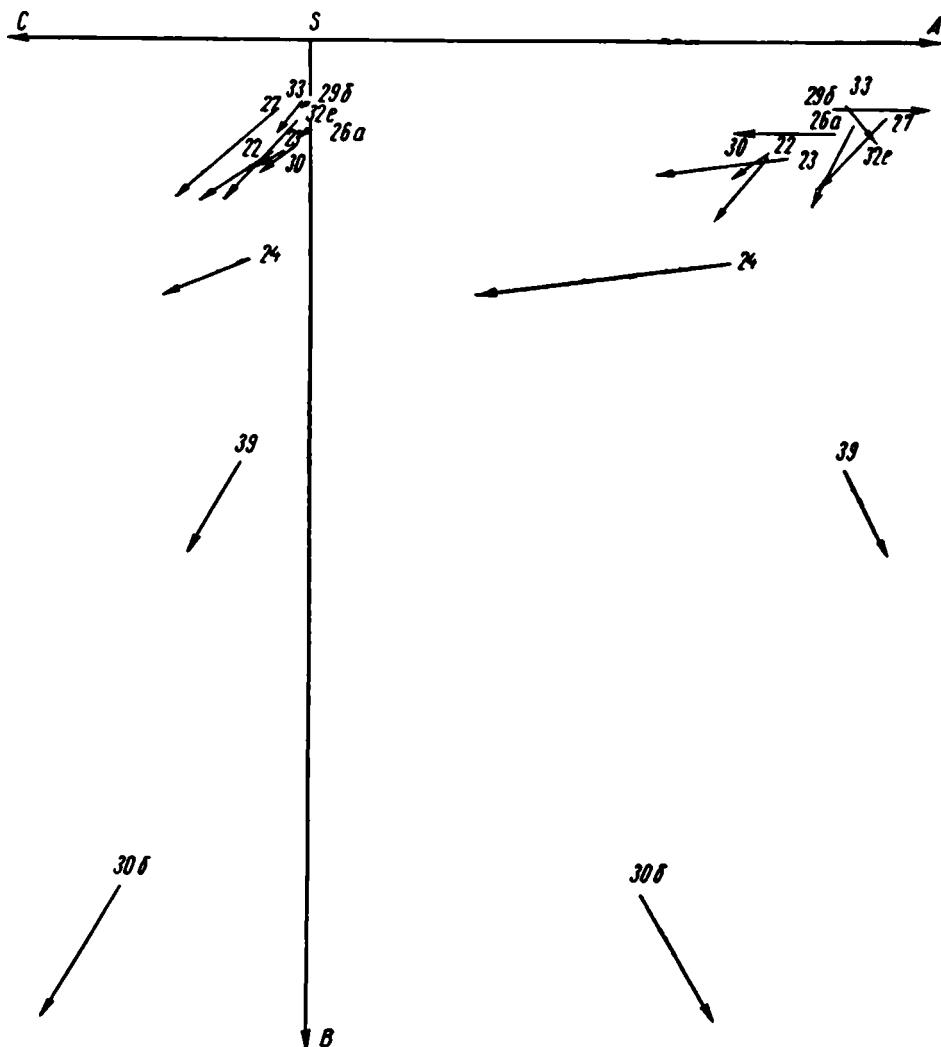


Рис. 40. Диаграмма химического состава пород кайнарского комплекса (по методу А. Н. Заварицкого)

железа и натрия являются следствием процесса выщелачивания цветных минералов, что было отмечено при описании пород. Повышенное содержание калия по сравнению с натрием не должно рассматриваться как противоречие с наблюдаемой альбитизацией. Альбитизация хотя и распространена повсеместно, но масштабы процесса невелики. Плагиоклаз (альбит) во всех случаях не может существенно влиять на соотношение щелочей. Повышенное содержание извести (кальция) для неко-

торых анализов превышает количество в средних составах щелочных гранитов в 2—3 раза. Это объясняется присутствием в породах флюорита, который встречается часто и образует как единичные разрозненные выделения, так и тонкие прожилки.

Породы кайнарского комплекса имеют, как отмечалось выше, активные контакты лишь с вулканогенными образованиями условно эйфельского возраста. Расположенные поблизости отложения живетского яруса, верхнего девона и турнейского яруса не имеют контактов ни с самими гранитами, ни с жильной серией и не несут следов каких-либо изменений. Вопрос о возрасте рассматриваемых гранитондов следует считать нерешенным. По данным Н. А. Севрюгина, в районах, расположенных севернее и северо-восточнее, щелочные граниты, сопоставимые с описанными, прорывают отложения нижнего и среднего карбона и перекрыты верхнетриасовыми отложениями Майкюбенского угленосного бассейна. В соответствии с выводами предшествующих исследователей кайнарский интрузивный комплекс относится нами к перми. В то же время возможным представляется и его более древний возраст. В пользу этого положения свидетельствует тесная пространственная ассоциация интрузий с ниже-среднедевонскими вулканитами Кайнарской мульды.

Глава III

ВТОРИЧНЫЕ КВАРЦИТЫ

Среди разнообразных типов развитых в районе вторичноизмененных пород важная роль принадлежит вторичным кварцитам¹. Помимо значительного площадного распространения, вторичные кварциты привлекают к себе внимание как геологические образования, тесно связанные с магматическими процессами и часто несущие в себе концентрации различных — рудных и нерудных — полезных ископаемых.

Вторичные кварциты развиты во всех структурно-фациальных зонах описываемой территории и различаются по составу, возрасту и условиям образования. Главные их поля располагаются в Токрауской впадине и краевой зоне Джунгаро-Балхашской складчатой области и связаны с каменноугольными и пермскими магматическими проявлениями. В Чингизском мегантиклинории вторичные кварциты тяготеют к зоне Акбастауского глубинного разлома и известны в основном к юго-западу от района исследований, где они образовались по вулканитам ордовика (Джусалы, Кусмурун), силура (Мизек) или девона (Тульпар). В изученной части мегантиклинория отмечаются лишь небольшие зоны и участки окварцевания и серицитизации вулканогенных эйфельских, реже нижнедевонских пород, нередко наложенные на субвулканические и жерловые тела. В краевой зоне Джунгаро-Балхашской области известны массивы вторичных кварцитов среди вулканогенных пород девонского и нижнекаменноугольного возраста.

Вторичные кварциты, развитые по породам среднего-верхнего девона, обычно контролируются продольными (северо-западными) разрывами и зонами расщепления и имеют в плане вытянутую форму. Наиболее крупный из них — массив Коссай (0,3 км²) — приурочен к коленообразному изгибу разлома северо-западного простирания. Вдоль субширотного отрезка последнего, разделяющего эйфельские и живетские вулканиты, проходит зона интенсивного расщепления шириной до 200—300 м. В ее пределах отмечено несколько субвулканических тел липаритового состава. Липаритовые порфиры и живетские вулканиты среднего и основного состава расщеплены и превращены в кварцево-серицитовые кварциты с реликтами исходных пород, в центральных частях — в монокварциты. В восточной части массива на площади около 100 м² в породе отмечены крупные — до 2,5 см — кристаллы гра-

¹ Характеристика других гипогенноизмененных пород — грейзенов, альбититов, скарнов дается во второй части настоящей работы при описании соответствующих генетических групп рудных формаций.

натов. Скважина, пройденная в центральной части массива, подтвердила падение кварцитов к юго-юго-западу — согласно с зоной рассланцевания. В горах Аиртас кварциты слагают жиллообразные тела, вытянутые вдоль локальных зон рассланцевания. Наиболее крупные из них протягиваются цепочкой параллельных выходов длиной до 1,5 км при ширине до 10—15 м среди живецких андезитовых порфиритов и туфогенных песчаников. Это сливные массивные, реже пористые породы со следами брекчиевидной текстуры, состоящие из мелкозернистого кварца с примесью серицита, биотита, пирита, халькопирита. Химический состав андезитовых порфиритов и образованных за их счет монокварцитов приведен в табл. 17.

Таблица 17

Химический состав андезитовых порфиритов

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅	Сумма
проба В-31, андезитовый порфирит											
52,27	0,97	17,56	4,19	2,75	1,99	5,91	3,89	0,14	4,38	0,10	99,12
проба В-9а, метасоматический монокварцит											
90,62	0,75	1,41	3,41	1,07	1,99	0,69	0,43	0,06	0,21	—	100,64

Южнее, в горах Домрат, кварциты слагают несколько участков размером до 400×50 м и представлены темными сливными породами, пропитанными окислами железа и марганца. Окварцеванию подверглись рассланцованные андезитовые туфы по периферии субвулканических тел кислого состава. Юго-восточнее расположен золотоносный линейный массив вторичных кварцитов Кумадыр. Он также приурочен к зоне рассланцевания андезитовых порфиритов живецкого возраста. Вокруг Торткульского массива развиты небольшие (до 2 км²) тела кварцево-серицитовых вторичных кварцитов, образованных по дацитовым порфиритам и туфам каркаралинской свиты и сохранивших реликты флюидальной текстуры исходных пород. В составе кварцитов — кварц (вторичный и реликтовый), серицит, гематит, пирит, рутил, единичные зерна андалузита, алунита, диаспора.

Возраст массивов краевой зоны определяется следующими данными. Вторичные кварциты приурочены к разрывам, рассекающим дислоцированные живецкие и живецко-франские отложения. Нередко они сопровождают или накладываются на субвулканические липаритовые порфиры послеливецкого, а возможно и последовонского возраста. Характерна пространственная близость большинства массивов к небольшим гранитоидным массивам нижнекаменноугольного и среднекаменноугольного топарского комплексов. Вышесказанное позволяет считать наиболее вероятным формирование вторичных кварцитов в раннем-среднем карбоне.

В северной части Токрауской впадины вторичные кварциты развиты преимущественно по вулканогенным породам каркаралинской и калмакзмельской свит. Наиболее крупные массивы — Улькен- и Бала-Беркуты к западу от гор Бохты расположены среди пород каркаралинской свиты. В строении массивов принимают участие монокварциты, слагающие водораздельные гребни и верхние части склонов гор, по периферии развиты серицито-кварцевые и кварцево-серицитовые (в том числе алунитсодержащие) фации. Монокварциты — плотные сливные породы, часто брекчиевидные, пестро окрашенные, гематитизированные

и лимонитизированные. Кварцево-серицитовые и серицитовые фации представлены белыми, розовыми, кремово-желтыми породами, состоящими из агрегата мелких округлых зерен кварца и удлиненных листочков серицита, изредка — отдельных зерен андалузита, алунита и диаспора. Вторичные кварциты сформировались путем замещения полого-залегающих вулканогенных пород, что подчеркивается куэстообразным рельефом, развитым на монокварцитах. По данным С. Хамзина, кварцитизации подверглись покровы (Улькен-Беркуты) и субвулканические тела (Бала-Беркуты) кислого состава верхней каркаралинской подсистемы. Избирательный характер замещения подчеркивается выходами на склонах гор под обломками и глыбами кварцитов слабо измененных туфов андезитового состава. Вблизи массивов на значительной площади выходят топарские гранодиориты, местами подвергшиеся слабой кварцитизации. Формирование вторичных кварцитов предположительно относится к среднему карбону.

Большинство массивов вторичных кварцитов Токрауской впадины, распространённых в Кызылсуранской синклинали, а также в районах Бохинского и Темиршинского гранитных массивов, имеет более молодой возраст.

Наиболее крупными среди них являются массивы Калактас и Кызылсуран (Беляков и др., 1964), образующие две сближенные горы относительной высотой свыше 300 м (рис. 41). В пределах массивов развиты вулканогенные породы средней и верхней подсистемы архарлинской свиты и небольшие интрузивные тела. Средняя подсистема представлена дацитовыми игнимбритами мощностью до 200 м, местами замещаемыми туфами близкого состава. В основании верхней подсистемы залегают туфогенные песчаники и гравелиты мощностью 100—150 м, прорванные пластовыми субвулканическими телами. Выше залегают липаритовые порфиры и фельзит-порфиры видимой мощностью до 200 м. Субвулканические образования представлены автомагматическими брекчиями андезито-дацитового состава. Автомагматические брекчии образуют межпластовые залежи протяженностью до 2—3 км и мощностью 150—200 м. Дацитовые игнимбриты средней подсистемы прорваны небольшими штоками лейкократовых порфировидных гранитов, аналогичных по облику, составу и возрастному положению гранитам Мийлибулакского массива, относимым к джаксытагалинскому комплексу. Массивы Калактас и Кызылсуран расположены в зоне пересечения субмеридиональных сбросо-сдвигов сбросами северо-восточного простирания. Покровы лав, игнимбритов и горизонты вулканогенно-осадочных пород имеют пологое, почти горизонтальное залегание, осложненное разрывными нарушениями.

Среди вторичных кварцитов этих массивов преобладают продукты переработки вулканогенных пород. Н. П. Петров выделял среди них собственно кварциты, кварцево-серицитовые, серицито-кварцевые, андалузит-серицито-кварцевые разности, небольшие тела андалузитовых и корундовых пород, гнезда агальматолита. П. С. Марковым отмечены также диаспоровые, алуинитовые, каолинитовые и джюрмтеритовые разности. На карте (рис. 41) они объединены в три основные группы: существенно кварцевые (монокварциты и серицито-кварцевые породы), кварцево-серицитовые вторичные кварциты и слабо кварцитизированные породы различного исходного состава.

Существенно кварцевые вторичные кварциты слагают наиболее возвышенные части массивов. Среди них выделяются монокварцевые, серицито-кварцевые, реже андалузит-серицито-кварцевые и андалузит-корундово-кварцевые разности. Преобладают серицито-кварцевые

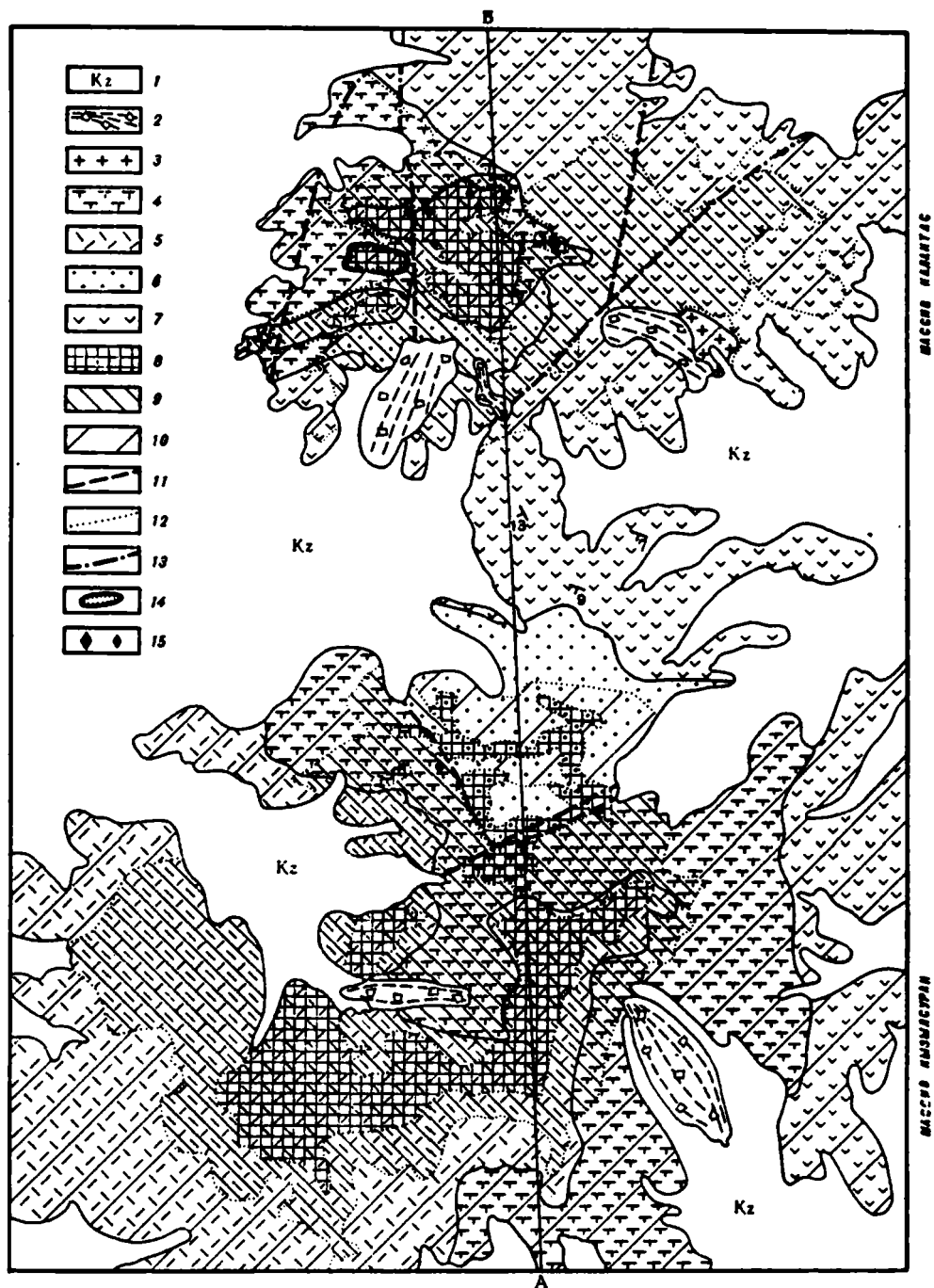


Рис. 41. Схематическая геологическая карта массивов вторичных кварцитов Калактас и Кызылсуран (составили Л. В. Беляков, Е. Ф. Бурштейн, А. Б. Веймарн, И. А. Кошелева):

1 — кайнозойские отложения, нерасчлененные; 2 — отложения конусов выноса с глыбами кварцитов; 3 — гранит-порфиры P_1 ; архарлинская свита (C_3-P_1); 4 — субвулканические породы андезито-дацитового состава (автомагматические брекчии); 5 — липаритовые порфиры; 6 — туфогенные песчаники среднего состава; 7 — игнимбриты дацитового состава; вторичные кварциты; 8 — существенно кварцевые; 9 — кварцево-серicitовые; 10 — слабая кварцитизация; 11 — предполагаемые геологические границы; 12 — границы вторичноизмененных пород; 13 — разрывные нарушения; 14 — границы оползня; 15 — проявление и точки минерализации корунда.

На геологическом разрезе вертикальный масштаб вдвое крупнее горизонтального

породы лепидогранобластовой структуры с различными количественными соотношениями кварца и серицита. Местами присутствует андалузит. Корунд- и андалузитсодержащие разновидности кварцитов описаны в гл. VII.

Кварцево-серицитовые вторичные кварциты обычно развиваются по периферии существенно кварцевых и постепенно сменяются слабо кварцитизированными породами. До 95% их состава составляет агрегат неравномерно распределенных кварца и серицита со следами флюидальности и «теньями» вкрапленников исходных пород, замещенных вторичными минералами. Встречаются также андалузит (до 1—2%), алузит, каолинит, рутил, топаз, турмалин, гематит, содержания которых местами достигают в сумме 10—60%. Наиболее поздними являются прожилки алунита, каолинита и гематита.

Слабо кварцитизированные породы, широко распространенные по периферии массивов, образуются за счет игнимбритов и липаритовых порфиров, сохраняя реликты их первичного состава и структуры. Кварцитизация захватывает прежде всего основную массу породы, которая перекристаллизовывается с укрупнением зерен кварца (до 0,4 мм), по периферии которых располагаются лейсты плагиоклаза. Наблюдаются все стадии замещения от появления отдельных зерен по трещинкам до полного замещения агрегатом кварца, серицита, андалузита, алунита.

Апоинтрузивные вторичные кварциты известны на юго-западном склоне Калактаса, где они образовались по порфировидным гранитам. Это грейзеноподобные кварцево-серицито-мусковитовые породы с реликтами калиевого полевого шпата и присутствием зерен андалузита, корунда, диаспора. Парагенезис минералов позволяет отнести эту породу к сравнительно высокотемпературной фации вторичных кварцитов (Коржинский, 1964).

Размещение вторичных кварцитов в вертикальном разрезе подчинено литологии. Наиболее интенсивно кварцитизированы породы липаритового состава, значительно слабее — нижележащая туфогенная пачка. Вторичные кварциты по лавам нередко контактируют с почти неизмененными туфогенными песчаниками (Кызылсуран). Еще в меньшей степени изменены субвулканические тела — они слабо эпидотизированы, окварцованы, пиритизированы и лишь в зонах дробления переходят в кварцево-серицитовые породы. Дацитовые игнимбриты основания массивов изменены несколько больше, образуя широкие поля слабо кварцитизированных пород. В полосе, разделяющей массивы, игнимбриты большей частью не изменены.

Структурный контроль локализации кварцитов выражен не столь

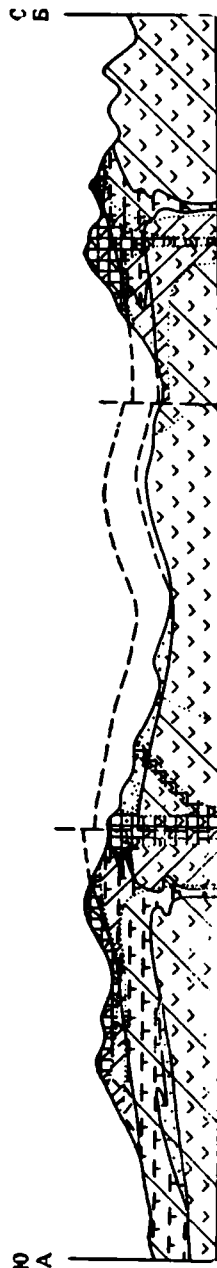


Рис. 41. Разрез

отчетливо. Массивы тяготеют к зоне пересечения протяженных разрывных нарушений и приурочены к пологим брахискладкам: Калактас — к синклинали, Кызылсуран — к крылу антиклинали.

Отдельные тела монакварцитов и серицито-кварцевых пород имеют вытянутую в плане форму и сохраняют реликты тектонических брекчий. Своеобразные жилообразные тела серицито-кварцевых кварцитов шириной 20—50 м, выходящие на северном склоне Кызылсурана среди почти не измененных туфогенных пород, можно рассматривать как «корни» расположенных гипсометрически выше крупных кварцитовых тел.

Таким образом, тела вторичных кварцитов (без учета слабо кварцитизированных пород), образовавшиеся, главным образом, путем избирательного замещения покровных кислых липаритовых порфиров, представляют собой полого залегающие, в первом приближении пластообразные, залежи в сочетании с жилообразными крутопадающими телами, подчиненными зонам дробления. Их морфологию характеризует геологический разрез (рис. 41).

Процесс образования массивов вторичных кварцитов был длительным и многоэтапным. На первом этапе образовались монакварциты и кварцево-серицитовые кварциты с вкрапленностью корунда, андалузита и диаспора. Позднее, после обновления трещин и зон дробления, возникли кварцитовые брекчии, сцементированные монакварцевыми и серицито-кварцевыми породами. К этому этапу, по-видимому, можно отнести и формирование мелких андалузитовых и корундовых тел в зонах дробления кварцитов. В конечные этапы образовалась более низкотемпературная ассоциация серицита, алуниита, агальматолита, каолинита, замещающая более высокотемпературные минералы. Наблюдающиеся местами отклонения от этой схемы — неоднократное замещение относительно низкотемпературных минералов высокотемпературными, образование нескольких генераций корунда и андалузита — могут объясняться, с одной стороны, движением фронта кварцитизирующих растворов, с другой — пульсационным характером их поступления (Русаков, Фремд, 1958).

О химизме процесса образования вторичных кварцитов можно судить на основании химических анализов исходных и измененных пород (табл. 18) и их пересчета по методу Барта (рис. 42). Сравнение данных пересчета показывает, что в породах различного состава процесс гидротермального изменения протекал в общих чертах сходно: на начальных этапах — незначительный привнос Si; позднее, при образовании кварцево-серицитовых пород интенсивно привносились Si и K, выносились Na, Ca, Mg, Fe; при формировании монакварцитов выносились и другие компоненты. Наименее подвижным оставался титан.

Развитие на площади массивов субвулканических пород свидетельствует о существовании в архарлинское время подводящих каналов глубокого заложения, которые позднее могли использоваться для движения кварцитизирующих растворов. Обособленностью субвулканических тел в северном и южном массивах можно объяснить и обособленность самих массивов, разделенных полосой почти не измененных пород. Наложение процесса кварцитизации на интрузии пермского комплекса не позволяет связывать вторичные кварциты непосредственно с вулканизмом архарлинского времени. С другой стороны, во время образования вторичных кварцитов, судя по их фации глубинности, вышележащие горизонты архарлинской свиты еще не подверглись существенной денудации.

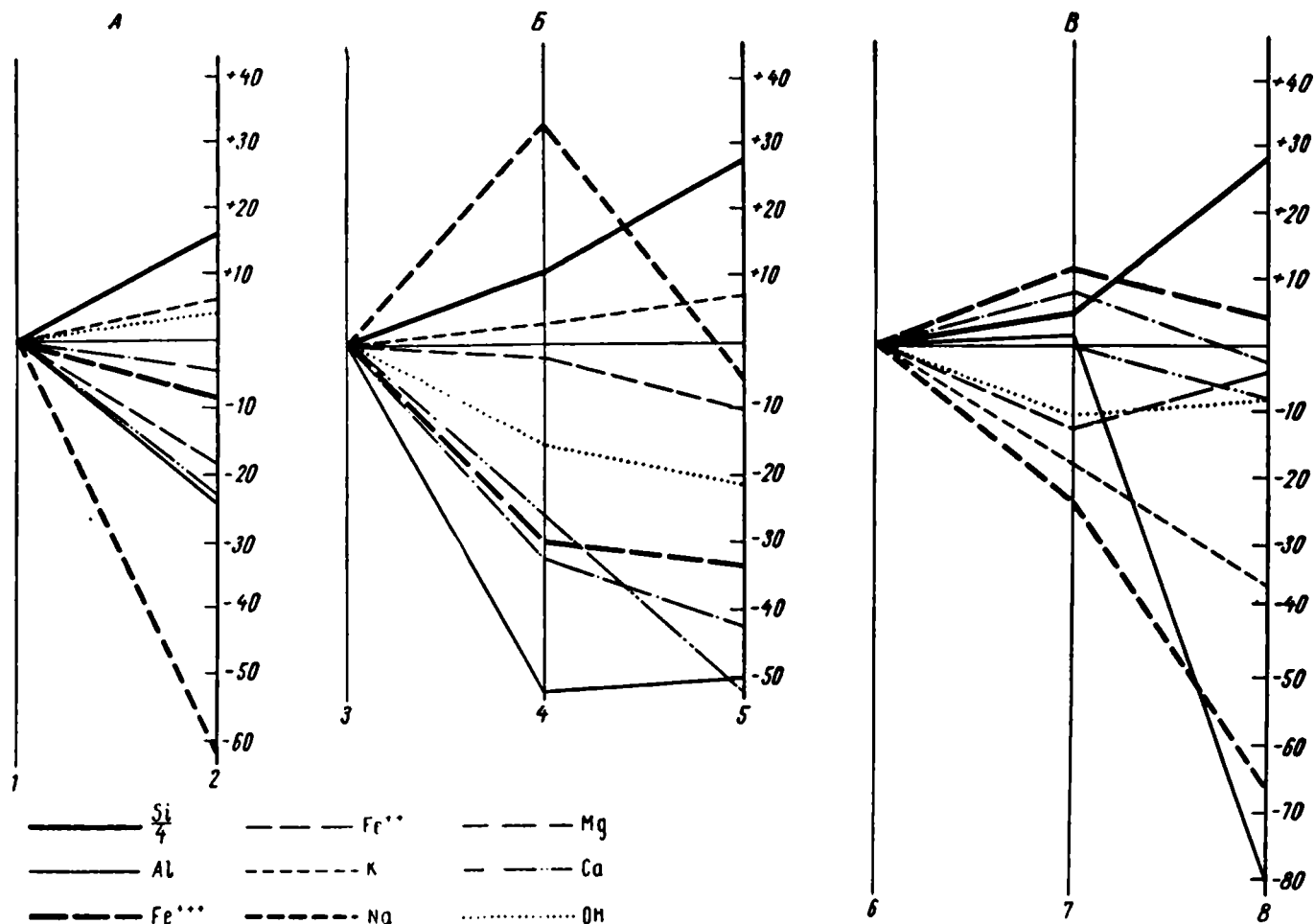


Рис. 42. Диаграмма привноса (+) и выноса (-) элементов при образовании вторичных кварцитов Калактас-Кызылсуран (пересчет по методу Т. Барта). Кварцитизация: А — игнимбритов дацитового состава, Б — автомагматических брекчий, В — липаритовых порфиров. 1, 2... 8 — из таблицы

Химический состав вулканитов и продуктов их кварцитизации массивов
Калактас и Кызылсуран

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	H ₂ O	Сумма	В том числе сульфиды
1	67,89	0,49	15,64	3,24	1,52	0,11	1,01	2,67	3,82	2,90	—	0,84	0,09	100,22	—
2	78,54	0,32	14,03	0,59	0,73	0,03	0,06	0,10	0,24	3,49	0,06	1,98	—	100,23	0,06
3	57,20	0,75	18,47	2,15	4,53	0,18	3,00	5,85	1,80	3,79	—	1,82	0,44	99,98	—
4	66,56	0,45	16,66	2,14	1,97	0,04	0,76	3,50	3,78	4,14	—	0,93	—	100,93	0,32
5	76,34	0,24	15,04	0,85	0,63	сл.	—	0,70	0,14	4,74	—	2,30	—	100,98	0,07
6	71,72	0,32	13,86	1,80	0,74	0,04	0,43	1,00	4,08	5,00	—	0,14	—	99,13	—
7	73,64	0,28	14,55	сл.	2,34	0,06	0,11	0,99	2,70	3,60	—	0,82	0,35	99,44	—
8	88,60	0,33	6,65	0,48	0,63	0,04	0,25	0,18	0,14	1,98	—	1,14	—	100,42	0,06

Примечание. Игнимбриты дацитового состава: 1—неизмененный, 2—кварцево-серицитовый кварцит по игнимбриту; автомагматические брекчи: 3—неизмененная, 4—кварцитизированная, 5—кварцево-серицитовый кварцит по автобрекчии; липаритовые порфиры: 6—неизмененный, 7—кварцитизированный, 8—монокварцит по липаритовому порфиру. Анализы 3, 6—лаборатория МГРИ; 2—лаборатория РОСНИИМС; 4, 5, 7, 8—лаборатория геологического факультета МГУ; 1—заимствован у В. Ф. Беспалова (1960).

На площадях выхода пород архарлинской свиты известно еще несколько массивов вторичных кварцитов меньших размеров. Они представлены изометричными, реже вытянутыми телами среди кислых лав и игнимбритов архарлинской свиты, а также пород кислого и среднего состава более древних свит. Высокотемпературные фации в этих массивах не установлены. Наиболее развиты кварцево-серицитовые разновидности с реликтами первичных пород. В подчиненных количествах в кварцитах присутствуют алунит, диаспор, андалузит, рутил, пирит, гематит.

Вторичные кварциты среди пород архарлинской свиты часто тяготеют к контактовым зонам с субвулканическими телами и гранитоидами джаксытагалинского комплекса, причем последние (а также дайковые породы) местами затронуты кварцитизацией. Вторичные кварциты среди калмакэмельских эффузивов, приуроченные к южной части Кусмурунского разлома, частично захватывают также граниты калдырминского комплекса и джаксытагалинские дайки.

Из рассмотренных главных особенностей вторично-кварцитовых массивов вытекают следующие общие выводы:

1) вторичные кварциты развиваются в районах сочетания интенсивной вулканической и интрузивной деятельности. Характерно, что в зонах с преобладанием только вулканических процессов вторичные кварциты обычно отсутствуют;

2) кварцитизации подвергаются главным образом вулканогенные породы: лавы, туфы, субвулканические и жерловые образования, реже — вулканогенно-осадочные, в единичных случаях — интрузивные и осадочные породы. Наибольшие площади занимают кварциты по породам дацитового и липаритового, реже — андезитового состава. Среди мелких массивов преобладают образованные по андезитовым лавам (при отсутствии в разрезе более кислых пород). Как показывают приведенные выше результаты химических анализов, кварцитизация кислых лав происходит по сравнению с другими породами с минимальным привносом и выносом компонентов, что существенно облегчает их замещение. Н. И. Наковник (1964), объясняя приуроченность большинства массивов к породам кислого состава, указывал, что метасоматоз средних и

основных пород затрудняется их нейтрализующим влиянием на состав кварцитизирующих гидротерм;

3) структурный контроль четко проявлен в кварцитах краевой зоны Джунгаро-Балхашской области, приуроченных к разломам и зонам расщепления. Тяготение к разломам и зонам дробления отмечается и на ряде массивов Токрауской впадины, но выражено не столь явно. В ряде случаев подводящими и локализирующими структурами являлись ослабленные контактовые зоны жерловых, субвулканических и интрузивных пород. Роль складчатых форм для большинства массивов, по видимому, несущественна;

4) сочетание геолого-структурных и литологических факторов в основном определяет структурно-морфологические особенности массивов. Вторичные кварциты краевой зоны Джунгаро-Балхашской области, подчиненные разрывным нарушениям, представлены линейными или крутопадающими телами. В пределах Токрауской впадины, как показало изучение ряда крупных массивов, развиты пологозалегающие пластообразные и грибовидные тела в сочетании с жило- или штокообразными крутопадающими «корнями». Этот вывод, противоречащий распространенному мнению о преобладании среди вторичных кварцитов Центрального Казахстана штокообразных или иной формы крутопадающих тел, подтверждают и некоторые факты из опыта их разведки. Так, при буровых работах на массиве вторичных кварцитов Бесшоки Южный было установлено резкое уменьшение глубины развития гидротермально-измененных пород от его центральных частей (не менее 300 м) к периферии (первые десятки метров) и повсеместное выклинивание монокварцитов на небольшой глубине. Вышесказанное не исключает присутствия в этой области штокообразных вторичных кварцитов, в первую очередь среди жерловых, субвулканических и интрузивных пород, а также линейных кварцитовых тел, подчиненных контактовым зонам;

5) сложный вопрос о генетической связи вторичных кварцитов с магматизмом остается во многом неясным. Наблюдаемое на ряде массивов наложение кварцитизации на интрузии, прорывающие эффузивные толщи, и структурно-геологические особенности вторичных кварцитов не позволяют связывать их с процессами вулканизма, образовавшими вмещающие породы, и свидетельствуют о значительном временном интервале, разделяющем эти процессы. Для некоторых массивов, не обладающих этими признаками и ассоциирующих с субвулканическими и жерловыми образованиями, можно допустить более тесную связь с соответствующими эпохами вулканизма;

6) по глубине формирования большинство массивов может быть отнесено к субвулканическим (до 1 км) и гипабиссальным (глубже 1 км) по классификации Д. С. Коржинского (1961). К гипабиссальной фации по ряду признаков — развитию высокотемпературных минералов — корунда, андалузита, диаспора — грейзеноподобных апоинтрузивных кварцитов, присутствию турмалина, топаза, лазулита — могут быть отнесены кварциты Калактаса и Кызылсурана. Однако геологические данные (максимальная мощность вышележащих пород) дают несколько меньшие цифры — 500—600 м. Большая часть кварцитов относится к группе субвулканических, на что указывает присутствие относительно низкотемпературных минералов — каолинита, алунита и др.

Основываясь на наблюдениях над современными вулканами и гидротермами, ряд исследователей выделяет два семейства фаций вторичных кварцитов — галогенокислых, или глиноземных, и сернокислых, или кремнеземных (Власов, Василевский, 1962). Первый тип связан с

деятельностью высокотемпературных галогенных растворов и является близповерхностным аналогом грейзенов, второй — формируется более низкотемпературными сернокислыми растворами.

Наличие высокотемпературного минерального парагенезиса позволяет отнести серицито-кварцевую фацию вторичных кварцитов Калактаса и Кызылсурана к первому типу, образованному в условиях большей подвижности кремнезема, чем глинозема. Большая же часть вторичных кварцитов района относится, вероятно, ко второму семейству, сформированному сернокислыми растворами в условиях относительной инертности кремнезема.

Глава IV

ТЕКТОНИКА, ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ И МАГМАТИЗМ

Вопросы тектоники Чингиза и прилежащих территорий Прибалхашья освещались в сводных работах и исследованиях, касающихся отдельных районов. В первых обобщениях Н. Г. Марковой (1948) и позже на тектонической карте СССР масштаба 1 : 5 000 000 (1956) в пределах этих территорий, относимых к герцинидам восточной части Центрального Казахстана, выделены: Чингизский и Акбастауский антиклинории, Абралинский, Токрауский и Северо-Балхашский синклинории. Дальнейшее развитие взглядов на тектонику исследованной области нашло свое отражение в работах В. Ф. Беспалова (1954, 1964), Н. А. Севрюгина (1959), Р. А. Борукаева (1961, 1962), Е. Д. Шлыгина (1964), А. А. Богданова (1963, 1965) и др. Некоторые вопросы тектоники рассматриваемой территории излагаются также в работах геологов МГУ, МГРИ и ЦКГУ (Асатуллаев и др., 1965; Богданов и др., 1963; Великовская и др., 1966; Журавлев, 1966; Курчавов, 1964, 1968; Тихомиров и др., 1963, 1964, 1966; Успенский, 1965).

Описываемая территория расположена в центральных частях Урало-Тяньшаньской варисцидной геосинклинальной области. На востоке в нее входит одна из крупнейших палеозойских структур Центрального Казахстана — Чингизский мегантиклинорий, а центральные и западные ее районы находятся на севере Джунгаро-Балхашской складчатой области. Как известно, Чингизский мегантиклинорий, сложенный породами докембрия, нижнего и среднего палеозоя, состоит из нескольких антиклинориев и синклинориев, протягивающихся с юго-востока на северо-запад. В изученный район входит северная часть одной из этих структур — Акбастауского антиклинория (см. рис. 2). В антиклинории на основании различия типов разрезов и структур выделяются две области — область ранневарисцидных поднятий и область ранневарисцидных прогибов. В Джунгаро-Балхашской области отчетливо выделяются два яруса тектонических структур: ранневарисцидский складчатый структурный этаж и пологие поздневарисцидские впадины. В пределах изученного района ранневарисцидский этаж представлен породами среднего-верхнего девона и нижнекаменноугольными отложениями — турнейским ярусом и нижней частью визе. Поздневарисцидские впадины — Токрауская и Северо-Балхашская (их северные части) — выполнены вулканогенными образованиями нижнего-верхнего карбона и нижней перми. Они разделены меридиональным Карадон-Темиршинским глубинным разломом. В пределах зоны этого разлома отмечаются максимальные мощности вулканогенных толщ и широкое развитие верхне-

палеозойских гранитоидов. Зона разлома имеет ширину 10—15 км и ограничивается крупными разрывами. Окраинные структуры Джунгаро-Балхашской области входят в ее краевую зону, которая на севере рассматриваемой площади по Карадон-Темиршинскому разлому граничит с Акбастауским антиклинорием, а на юге границей раздела служит Керегежальский разлом.

По времени и условиям развития тектонических структур на рассматриваемой территории выделяются байкальский, каледонский и варисский структурные комплексы. Два последних, в свою очередь, делятся на этажи: ранние и поздние каледониды и ранние и поздние варисциды. Этажи в вертикальных разрезах расчленяются на подэтажи, имеющие, по-видимому, местное распространение. Байкальский и каледонский комплексы отвечают геосинклинальному этапу и обнажены в пределах Акбастауского антиклинория. В строении каледонид области ранневарисских поднятий и области ранневарисских прогибов имеются принципиальные различия. Они определяются преимущественной локализацией вулканических очагов в области поднятий и различным проявлением позднекаледонских или ранневарисских складкообразовательных движений. В области ранневарисских поднятий нижнедевонские вулканогенные отложения лежат на подстилающих породах с несогласием. Верхние горизонты силурийской системы размыты или не отлагались. В области прогибов развит полный разрез силурийских отложений. Девонские образования располагаются на них в том же структурном плане практически согласно, хотя и отличаются литологически — быстрой и повсеместной сменой терригенных морских осадков — лавами, образовавшимися в условиях континента или прибрежной полосы. Четкое разделение всей изученной области сочленения структур Чингиза и Прибалхашья на ряд тектонических зон намечилось, таким образом, уже в раннем палеозое, но современный план тектоники создан был в основном варисскими движениями.

Варисские тектонические структуры, в состав которых включаются главные интрузивные массивы района и подавляющее число разрывных нарушений, пользуются преимущественным распространением по сравнению с более древними образованиями. В пределах Акбастауского антиклинория развит ранневарисский структурный этаж. Образующие его формации отражают орогенную стадию развития. Ранние варисциды Прибалхашья по формационной и структурной характеристикам генетически связаны с предшествующим геосинклинальным этапом развития. Принципиальная перестройка в геологическом развитии этого края произошла в раннем карбоне и, таким образом, поздневарисский структурный этаж соответствует орогенной стадии, завершающей формирование складчатых палеозонд всей области.

Тектоническая структура Акбастауского антиклинория характеризуется интенсивными складчатыми деформациями палеозойских толщ, смятых в линейные и брахиформные складки. Обилие разрывов обуславливает сложную, иногда мозаичную структуру.

В области ранневарисских поднятий выведен на поверхность наиболее древний байкальский складчатый комплекс. Он сложен яшмоидами, кварцитами, порфиритоидами, песчаниками, конгломератами, смятыми в линейные складки, имеющими широтные и субширотные простирания. Обнажены эти толщи в пределах Токайской антиклинальной зоны. Байкальские складчатые формы на западе ограничены Акбастауским разломом длительного развития; непосредственно в пределах поднятия они перекрываются залегающими с резким несогла-

нием верхнеордовикскими отложениями или граничат с более молодыми образованиями по разрывам. Общая степень смятия и измененности пород весьма велика. Комплексу присущ региональный метаморфизм с образованием кварцитов, порфиритоидов, пород фации зеленых сланцев. Складки осложнены рядом надвигов, по которым рифейские толщи надвинуты в юго-западном и южном направлении на силурийские отложения и нередко имеют опрокинутое залегание.

Ордовикские и силурийские породы дислоцированы в одном плане и объединяются в каледонский складчатый комплекс. Формирование этого комплекса, слагающего основные антиклинальные структуры как в области ранневарисцийских поднятий, так и в области прогибов в значительной степени связано с позднеордовикскими и преддевонскими движениями. Признаки наиболее ранних деформаций проявляются в несогласном налегании пород силура на ордовик. Это несогласие хорошо видно в районе ур. Куруозек, в 20 км к югу от пос. Кайнар, где рифовые известняки основания лландовери налегают на порфириты верхнего ордовика. В Отызбесской антиклинальной зоне к верхам ордовика и низам силура приурочена мощная толща валунно-глыбовых накоплений, свидетельствующая о значительном размыве. Различия в литологическом составе и формациях ордовика и силура и присутствие несогласия, носящего региональный характер, позволяют разделить каледонский комплекс на два этажа: раннекаледонский, сложенный породами верхнего ордовика, и позднекаледонский, образованный отложениями силура.

Складчатость в ордовикских и силурийских отложениях характеризуется северо-западным простиранием и образует ряд антиклинальных и синклиналиных зон. В области ранневарисцийских поднятий ордовикские породы вскрыты на северном обрамлении Токайской антиклинальной зоны. Длина отдельных складок здесь достигает 20 км, ширина — до 5 км. Углы падения на крыльях колеблются в пределах от 30 до 70—80°. Складки в ордовикских породах на северной окраине Кайнарской наложенной синклиналиной зоны имеют линейную форму при меняющемся северо-западном и субмеридиональном простирании их осей. Узкий сжатый пучок ордовикских и силурийских складок развит к юго-западу и югу от Кайнарской зоны. В области ранневарисцийских прогибов каледонский складчатый комплекс вскрывается в Отызбесской антиклинальной зоне, представляющей собой самостоятельную ветвь Акбастауского антиклинория. Эта зона протягивается через всю исследованную площадь. В северной ее части зона расширяется и распадается на ряд отдельных антиклинальных и синклиналиных структур, обрамляющих Кувский гранитный массив. Складчатые формы каледонского комплекса, таким образом, однотипны для различных тектонических областей. Наиболее распространены среди них крупные линейные складки (длиной в несколько километров, иногда десятки километров) со сравнительно пологими сводами и обширными периклинальными или центриклиналиными замыканиями. Такова, например, крупная синклиналиная складка, расположенная к юго-востоку от оз. Карасор. Ее длина более 25 км, ширина около 8 км, углы падения на крыльях не превышают 30°. Несколько реже в каледонском комплексе встречаются сжатые острые складки с крутыми крыльями (60—80°). По обе стороны от Акбастауского разлома и к юго-востоку от месторождения Беркара они сложены породами силура. Обычные отношения длины складок к ширине от 8:1 до 10:1. Еще реже встречаются асимметричные наклонные складки. В некоторых зонах развиты также опрокинутые складки, связанные с надвигами и взбросами. В непосредственной

близости от разрывов породы рифея и ордовика сильно раздроблены, рассланцованы и окварцованы.

Вариссийские тектонические структуры Акбастауского антиклиналя существенно отличаются в областях ранневариссийских поднятий и прогибов.

Ранневариссийский орогенный структурный этаж области поднятий состоит из трех подэтажей, объединяющих толщи различного литологического состава, разделенные несогласиями.

Нижедевонский структурный подэтаж отделен от каледонского основания региональным угловым несогласием. Это соотношение отчетливо выступает в Кайнарской наложенной синклинальной зоне и Достарской наложенной брахисинклинали, но выражение его различно. Кайнарская зона состоит из ряда крупных брахисинклиналей, накладывающихся на подстилающие образования с некоторыми элементами наследования каледонского структурного плана. На северо-восточном и юго-западном обрамлениях простираются нижедевонские слои, полого падающих к центру зоны, совпадают с простирающимися ордовикских и силурийских отложений. Нижедевонские пологие структурные формы Достарской синклинали во всех случаях резко дискордантны по отношению к складкам в ордовикских слоях.

Эйфельский структурный подэтаж поверхностью резкого углового несогласия отделен от нижедевонских и каледонских структур. Участвуя в строении Кайнарской и Достарской синклинальных структур, он характеризуется дальнейшим укрупнением складчатых форм и упрощением последних по сравнению с более древними. Так, в крыльях Кайнарских складок эйфельская толща имеет углы наклона от 20 до 40—60°. В сторону центральных частей их наклон уменьшается до 20—10°. Некоторые участки отличаются горизонтальным залеганием. Для Достарской брахисинклинали характерны очень пологие падения эйфельских пород во всех пунктах.

Широким распространением в пределах рассматриваемой территории пользуются эйфельские экструзивные аппараты, жерла которых выполнены туфолавами, вулканическими брекчиями, флюидалными лавами. Все они обнаруживают определенную связь с разрывами и трещинами. На юго-западном крыле Кайнарской структуры в 16 км к западу от пос. Кайнар располагаются сохранившиеся части вулканических аппаратов (Тихомиров и др., 1963). Вулканы имели центральную, или экструзивную, зону, в которой залегают круто ориентированные полосчатые туфолавы липаритового состава. Выдавливание туфолов происходило по разломам, вытянутым в северо-западном направлении, что обусловило линейные очертания вулканических построек. Северо-западнее, в Алгабасской синклинальной зоне, располагается другая область массового распространения экструзивных аппаратов (см. рис. 17). Уровень эрозионного среза вулканических массивов здесь более глубокий. Экструзии залегают среди нижнесилурийских пород часто в виде послойных инъекций лавового материала. Покровные комплексы экструзий, как правило, не сохранились. Экструзии и ассоциирующие с ними субвулканические массивы вытянуты согласно с простиранием вмещающих отложений и преобладающей в этом районе системой разрывных нарушений.

Наиболее молодой структурный подэтаж включает породы живетского, франского, фаменского и турнейского возраста. В подошве, а также внутри подэтажа проявляются поверхности угловых несогласий, которые фиксируются налеганием живетских и фаменских отложений

непосредственно на толщи ордовика и силура. Деформации пород, слагающих верхний подэтаж, разнообразны и в некоторых случаях складчатые дислокации более интенсивны, чем в нижнем и среднем подэтажах. Выделяются два основных типа тектонических структур, характеризующих подэтаж. Примером первых является брахисинклиналь, расположенная в восточной части Кайнарской синклинальной зоны с пологими углами падения на крыльях, составляющими $10-12^\circ$, и плоским замком. Несколько таких пологих синклинальных структур имеется к востоку от Кайнарской зоны за рамками описываемой площади. Ко второму относятся узкие протяженные грабены и грабен-синклинали. Характерным представителем этого типа является Кушубайская грабен-синклиналь, отделяющая Кайнарскую синклинальную зону от смежных с запада тектонических структур. Она представляет собой узкий прогиб, ограниченный разрывами и протягивающийся на расстояние около 40 км при максимальной ширине 6 км и минимальной менее 1 км. Вблизи разломов на крыльях этой структуры отмечается крутое и опрокинутое залегание слоев.

Характерная особенность разрывов Акбастауского антиклинория выражена в тесной связи их ориентировки с направлением складчатых структур. Палеозойские толщи расчленены разрывами на узкие линзовидные и веретенообразные полосы, ориентированные с северо-запада на юго-восток, нередко с заметными сдвиговыми перемещениями.

Наиболее крупный из них Акбастауский разлом разграничивает область ранневарисцийских поднятий и область ранневарисцийских прогибов. Разлом разделяет области с различными условиями развития, наметившимися еще в позднем ордовике, четко проявившимися в силуре и девоне и особенно резко в раннем карбоне. Таким образом, структурная линия на месте современного Акбастауского разлома существовала еще в раннем палеозое, однако трудно сказать, какую форму она имела в то время. Возможно, это был уступ в древнем фундаменте, сказавшийся на распределении фаций и мощностей в толщах палеозоя. К фаменскому веку разлом уже, по-видимому, существовал как разрывная структура, нарушившая все породы до верхнедевонских включительно. На это указывает смена плана ориентировки крупных разрывов, находящихся по разные стороны от разлома. К северо-востоку от него располагаются разрывы преимущественно меридионального простирания, а к юго-западу — разрывы согласной с ним ориентировки. Крупнейшие из меридиональных разрывов, например Кайнарский, в фаменском веке контролировали возникновение и ориентировку многих приразломных прогибов, из которых позже возникли приразломные складки, такие, как Кушубайская грабен-синклиналь. Сместители меридиональных разрывов не пересекают Акбастауский разлом, сочленяясь с ним или его ветвями под прямыми или почти прямыми углами. Таким образом, начиная с позднего девона влияние разлома проявляется не только в размещении фаций и мощностей, но и в развитии ранневарисцийских тектонических структур области ранневарисцийских поднятий. В северной части изученного отрезка разлома вдоль него на значительном протяжении соприкасаются девонские и нижнесилурийские породы. Из этих взаимоотношений вертикальная амплитуда по разлому устанавливается 3,5—4 км. На юге разлом распадается на несколько параллельных ветвей; породы здесь интенсивно раскливажированы и рассланцованы с появлением значительных по площади участков развития эпидота, хлорита, слюд, кварца, нередко дайки, скопления экструзивных пород. Вместе с тем вертикальная амплитуда по каждому из разрывов, составляющих разлом, заметно уменьшается.

Наиболее молодые разрывы области ранневарисцийских поднятий указывают на существование в завершающей фазе ее геосинклинального развития резко выраженных вертикальных движений. Об этом свидетельствуют направление сместителей (лишь наиболее крупные из них ориентированы по одному плану, с севера на юг, а остальные образуют полигональную сеть), четко выраженный идиоморфизм ранневарисцийских складок и возникновение глубоких щелевидных грабен (узкие и протяженные грабены северо-западного направления, выполненные верхнедевонскими отложениями к северо-востоку и югу от месторождения Беркара). Сместитель Кайнарского разлома имеет резкие повороты и делится на параллельные ветви, что можно истолковать как следствие общих растяжений пород, вызванных вертикальными движениями. Вместе с тем по некоторым из разрывов имели место и сдвиговые перемещения. Это отлично видно на примере Кайнарского разлома, правостороннее смещение по которому составляет около 2 км.

В ранневарисцийском этаже области прогибов выделяются те же структурные подэтажи, что и в области поднятий. Основной особенностью области является отсутствие или слабое выражение углового несогласия между силуром и девоном при быстрой смене морских терригенных осадков силура континентальными вулканогенными накоплениями нижнего девона. Эти соотношения четко выступают на южном, юго-восточном и восточном окончаниях Отызбесской антиклинальной зоны.

Породы, слагающие нижнедевонский структурный подэтаж, образуют крылья антиклинальных структур, в сводах которых выступают силурийские или более древние отложения. Они характеризуются довольно крутыми углами падения при общем совпадении структурного плана каледонских и девонских дислокаций.

Эйфельский структурный подэтаж отделен от подстилающих толщ поверхностью несогласия. Наиболее резко оно проявлено в северной части района, южнее и юго-восточнее Кувского гранитного массива, где породы эйфельского яруса налегают на различные горизонты силура. Менее резко несогласие фиксируется в южной части области прогибов, в горах Иргайлы, Айгыржал, Сюрюлы и в других местах. Эйфельские породы на севере образуют ряд складок, характеризующихся большой протяженностью и шириной (длина 20—25 км, ширина до 8—10 км) и углами: на крыльях — 50—40°, в замках — до 10—5°. В южной части района эйфельские отложения участвуют в строении крыльев крупных синклиналей. Ядра таких складок обычно сложены породами следующего верхнего подэтажа. Складки отличаются сложной конфигурацией и углами падения на крыльях 60—70°.

В описываемой области, как и в области поднятий, широко представлены экструзивные аппараты и субвулканические тела эйфельского вулканогенного комплекса (особенно много их в междуречье Тундык-Тохтысу к югу от гор Жанбазар (см. рис. 18) и в районе сопки Айгыржал и Сюрюлы). Они сложены туфолавами, лавовыми брекчиями, флюидалными лавами и связаны с разрывами. Форма тел и характер их строения аналогичны описанным в области поднятий.

Верхний структурный подэтаж области ранневарисцийских прогибов объединяет породы живетского, франского, фаменского и турнейского возраста. Складчатые формы подэтажа характеризуются большей сложностью, чем в древних подэтажах. Это в большей степени касается пограничных частей области прогибов вблизи Керегежальского разрыва и объясняется как лучшей пластичностью пород, так и их пространственным положением на стыке крупных разнородных структур. Породы

подэтажа образуют три типа структур: мелкие брахисинклинали, грабен-синклинали и обширные изометричные синклинали.

Разрывы области ранневарисцийских прогибов имеют ряд особенностей, существенно отличающих их от разрывов области поднятий. Область прогибов на юго-западе ограничена Керегежальским разломом длительного развития, сочленяющимся на севере под острым углом с Карадон-Темиршинским глубинным швом. На юге Керегежальский разлом отделяет структуры области прогибов от краевой зоны Джунгаро-Балхашской области. Разлом ограничивает глубоко погруженный синклиниорий от относительно приподнятого антиклинория, образуя четко выраженный уступ. Последний подчеркивается широким распространением к юго-западу от разлома каменноугольных толщ, а на противоположном крыле — силурийских. Заложение этого разлома произошло в начале девонского периода, однако современное свое выражение он принял позже — в позднем палеозое, вероятно, в среднем и позднем карбоне. Амплитуда вертикальных перемещений по разлому устанавливается ориентировочно от 2 до 4 км; очевидных сдвиговых смещений по разлому мы не находим, но ряд косвенных данных позволяет говорить об их присутствии. Разрывы, развитые между Акбастауским и Керегежальским разломами, различаются по своим размерам и ориентировке. Наиболее крупные из них — Айгыржальский и Мергамбайский — косо секут область прогибов, примыкая под острым углом к основным разломам. Такие же косые разрывы присутствуют и севернее. Все они секут складки ордовикских, силурийских и девонских толщ. По косым разрывам наблюдаются сдвиговые перемещения. Так, по Айгыржальскому разлому, в верховьях р. Айгыржал-Узен среднедевонские и франские породы сдвинуты влево на 4 км с полным сохранением фаций и мощностей на крыльях разрыва; вертикальные амплитуды смещения составляют до 2—3 км. Существование тектонических разделов вдоль линий косых разрывов, возможно в виде флексур и уступов, намечается еще в раннем девоне. Это нашло свое выражение в распределении мощностей нижнедевонских пород. Так, к югу от Айгыржальского разлома мощность нижнедевонских толщ скачкообразно возрастает от 1 до 3,5 км.

В эйфельском веке с разрывами оказалось связанным подавляющее большинство разновозрастных субвулканических кислых тел, экзотрип и вулканических жерл. Эти образования вытянуты в несколько полос, ориентированных косо по отношению к обнаженным на поверхности каледонским и варисцийским складкам и, вероятно, отражают более глубокий план размещения тектонических структур, относящийся уже к кристаллическому фундаменту.

Тектоническая структура северных частей Токрауской и Северо-Балхашской впадин характеризуется северо-западной и субмеридиональной ориентировкой основных складчатых и разрывных нарушений. Каледонские складки в пределах изученной части не вскрыты. Складки ранневарисцийского геосинклинального структурного этажа или фундамента впадин образуют породы живетского, франского, фаменского, турнейского ярусов и нижних горизонтов визейского яруса. Поздневарисцийский орогенный структурный этаж сложен каркаралинской, калмакэмельской, керегетасской, архарлинской и кызыл-киинской свитами. Теснейшим образом с указанными структурами связаны интрузивные комплексы.

Ранневарисцийский геосинклинальный структурный этаж выступает на поверхность из-под чехла вулканитов на обширных пространствах по северной окраине Северо-Балхашской впадины и в отдельных выходах в Токрауской впадине к югу от Бох-

тинского массива, на северной и северо-западной окраинах Кентского массива и к югу от него. Угловые несогласия внутри этажа практически не проявляются. Он характеризуется линейной складчатостью с преобладающими крутыми падениями слоев на крыльях складок.

Сложные линейные складки краевой зоны вытянуты в северо-западном и западном направлении и рассечены разрывами. В южной части краевой зоны к северу от Северо-Балхашской впадины наблюдается тенденция к опрокидыванию складок на северо-восток к Акбастаускому антиклинорию, но углы падения осевых поверхностей довольно крутые, не менее $60-70^\circ$. В этой части зоны развита сланцеватость. Полоса сланцеватых пород занимает большую площадь, протягиваясь в соответствии с простиранием складчатой структуры. Ориентировка сланцеватости крутая, с небольшим наклоном на юго-запад.

Краевая зона в южных районах ограничена от структур Акбастауского антиклинория Кергежалским разрывом длительного развития. Последний представляет собой крупный надвиг, связанный с системой других надвигов краевой зоны, с общим опрокидыванием складок и среднедевонских пород, выполняющих прогиб, на северо-восток. В Кергежалском разломе устанавливается также горизонтальная составляющая с правым смещением. Сложность строения разлома подчеркивается тектоническими клиньями, вытянутыми вдоль основного сместителя, в которых на поверхность выступают ордовикские породы, окруженные полями девонских отложений. Вертикальная амплитуда перемещения по разлому, рассчитанная по мощности пород, достигает $4000-5000$ м.

В краевой зоне преобладающим развитием пользуются разрывы, приключающиеся под острым углом к Карадон-Темиршинскому и Кергежалскому разломам. Количество их возрастает вблизи Карадон-Темиршинского разлома. Большая часть из них имеет как вертикальную, так и горизонтальную амплитуды смещения, не превышающие $1-1,5$ км. Особенно типичны для краевой зоны крупные надвиги, образующие чешуеобразные системы. Сместители надвигов падают на юго-запад. В одной из скважин был определен угол падения сместителя — 70° . На раннее время заложения разрывов указывает характер строения среднекаменноугольного Торткульского граносиенитового массива. Он вытянут узкой полосой в соответствии с общим направлением разрывов. Распространение девонских отложений к юго-западу от массива и каменноугольных — к северо-востоку указывает на его приуроченность к линейной структуре, по всей вероятности, к разрыву, отделяющему девонские толщи от каменноугольных. Массив в центральной части нарушен широтным левым сдвигом с амплитудой смещения около 2 км.

Поздневарисский структурный этаж, как указывалось выше, связан с орогенной стадией развития Токрауской и Северо-Балхашской впадин. Поздневарисские вулканы на их территории залегают полого и с резким несогласием на подстилающих породах.

Тектонические структуры первого подэтажа обнаружены в северо-западной части изученной территории Токрауской впадины, к западу от Кувского массива, в районе Кентского массива и к югу от него, к западу от Темиршинского массива и в других пунктах. В этих районах каркаралинская свита характеризуется пологим залеганием и несогласием по отношению к подстилающим породам. Несогласие хорошо видно в пределах территорий, расположенных к югу от Бохтинского массива. Здесь верхнедевонские отложения имеют крутые углы падения (иногда до $80-90^\circ$), а каркаралинская свита лежит почти горизонталь-

но и заключает базальные конгломераты с галькой подстилающих пород и гранитоидов.

Второму подэтажу, сложенному породами калмакэмельской свиты, присущи те же формы залегания, что и в первом подэтаже. Калмакэмельская свита залегает почти горизонтально во всех областях ее развития.

В третьем структурном подэтаже, образованном породами кергетасской свиты, в пологозалегающих вулканитах хорошо сохранились элементы первичного течения лавы, корки остывания, отдельности, возникающие при остывании лавы и т. п.

Жерловые и субвулканические образования в пределах описанных трех подэтажей развиты широко и однотипны по своему строению. Остатки вулканических аппаратов средневизейского-намюрского возраста развиты в районе, расположенном юго-западнее Темиршинского гранитного массива (гора Кызыл), к юго-востоку от Кентского массива. Субвулканические образования этого возраста встречены в нескольких пунктах в районе Даутского интрузивного массива в краевой зоне в горах Акканн, южнее Темиршинского массива и в других районах. Жерловые и субвулканические образования намюрского-среднекаменноугольного возраста вскрыты северо-западнее Темиршинского массива, в верховьях р. Чекобай, к северо-востоку от Торткульского массива, юго-восточнее Кентского массива в горах Кадыр и Огызтау и в других пунктах. Жерловые и субвулканические образования среднего карбона развиты в горах Карасуран и Сенгертас к востоку от Актелесского массива в зоне Карадон-Темиршинского разлома (см. рис. 26) и в других местах.

Жерловые образования имеют интрузивные контакты с вмещающими породами и представлены туфолавами, флюидалными лавами, вулканическими брекчиями. Полосчатые текстуры этих пород в жерловых зонах имеют крутые ориентировки, по которым такие зоны хорошо выявляются в поле, и в тех случаях, когда рвущие контакты не вскрыты. В этой группе выделяются остатки вулканических аппаратов с сохранившимися покровными комплексами — экструзивные постройки, а также сооружения, в которых покровная часть денудирована и на поверхность выступает жерловая зона. Как жерловые, так и субвулканические образования обычно приурочены к разрывам или трещинам, форма тел определяется конфигурацией полостей, возникших на участках этих нарушений.

Тектонические структуры последнего четвертого структурного подэтажа поздних варисцид, сложенные архарлинской свитой, отделены от подстилающих образований поверхностью наиболее резкого углового несогласия по сравнению с другими несогласными соотношениями; наблюдаемыми в вулканогенных комплексах верхнего палеозоя. К этому же подэтажу относится нижнепермская толща, выделенная А. М. Курчатовым в 1965 г. Образованию вулканических толщ, составляющих этот подэтаж, предшествовали значительная консолидация земной коры, связанная с интрузиями кислой магмы, общие поднятия и денудация сложившихся интрузивных массивов. Поэтому складчатые формы четвертого подэтажа характеризуются наибольшей простотой, преимущественным развитием пологих залеганий и небольшим наклоном слоев и вулканических покровов.

С покровными комплексами архарлинской свиты связаны многочисленные жерловые и субвулканические образования. Район наибольшего развития экструзивных вулканических аппаратов архарлинской свиты находится в области Бохтинского массива (см. рис. 29). На его перифе-

рии в зонах контактов с вмещающими толщами расположены экстрוזии, находящиеся в сложных, но четко устанавливаемых соотношениях с гранитоидами. Интрузии Бохтинского массива и двух более мелких массивов, вскрытых недалеко от него, прорваны круто залегающими лавовыми телами, а последние, в свою очередь, рассечены дайками гранит-порфиров и сиенит-порфиров джаксытагалинского комплекса.

Эффузивные породы экстрוזий однотипны и представлены туфолавами, лавовыми и вулканическими брекчиями, флюидальными лавами. Во всех случаях полосчатые текстуры туфолав имеют крутую, иногда вертикальную ориентировку, определяя тем самым участки выдавливания лавы на поверхность. Покровные части этих грибообразных аппаратов не сохранились. Однако в краевых зонах ориентировка полосчатости становится более беспорядочной. Строгая «вертикальность» и «линейность» утрачиваются. Во флюидальных текстурах появляются признаки свободного течения лавы, не контролируемого сильным давлением и сжатиями. Вертикальная полосчатость ориентирована согласно по отношению к контактам с вмещающими породами.

Токрауская впадина нарушена густой сетью разрывов, делящих на полигональные блоки затронутые ими породы. Большая часть разрывов принадлежит к сбросам и возникла, по-видимому, под влиянием вертикальных перемещений структур фундамента. Лишь на отдельных участках отмечается присутствие малоамплитудных сдвигов и сбросо-сдвигов. Амплитуда разрывов обычно не превышает 1 км, лишь в некоторых поднятых блоках возрастает до 2—2,5 км. На сбросовую природу большинства разрывов указывает полигональный план их расположения и сочленения различно ориентированных сместителей, обычно под прямым углом. Особенно характерны дугообразные формы многих разрывов, примыкающих к Казангапскому разлому. Типичным в этом отношении является Кусмурунский разрыв, делящийся на несколько дугообразных ветвей. Вероятнее всего предположить, что разрывы впадины возникли при неравномерных погружениях ее складчато-глыбового основания, вызвавших общие растяжения и расколы в верхнепалеозойском вулканогенном покрове.

Возраст для большей части разрывов предполагается позднепалеозойский, так как они секут как вулканогенные породы, так и прорывающие их верхнекаменноугольные и пермские граниты. Основная масса разрывов безусловно наследует нарушения более древнего плана. При возобновляющихся подвижках последние разрастались вверх и проникли в верхнепалеозойские породы.

Карадон-Темиршинский глубинный разлом составляет среднюю часть Центрально-Казахстанского глубинного разлома, намеченного В. Ф. Беспаловым (1962). Центрально-Казахстанский глубинный разлом пересекает весь палеозойский фундамент по меридиональной линии, проходящей восточнее Экибастуза до побережья оз. Балхаш. Разлом на значительных пространствах перекрыт мезозойскими отложениями и аллювием крупных речных долин, поэтому отдельные его отрезки получили различные названия.

На описываемой территории Карадон-Темиршинский глубинный разлом построен неодинаково. В крайней северной своей части он представляет собой четко выраженный крупный разрыв, имеющий общее меридиональное простирание. Южнее широты, проходящей через южное окончание Кувского гранитного массива, разрыв делится на две параллельные ветви, располагающиеся на расстоянии 13—20 км друг от друга. Восточная из них получила название Карадон-Темиршинского разлома, а отходящая от него западная ветвь — Казангапского разлома.

Севернее ветвления Карадон-Темиршинский разлом выражен очень четко и виден во многих обнажениях. Представлен он полосой тектонических брекчий, местами интенсивно разлинзованных. На западном крыле разлома обнажены породы среднего-верхнего девона и нижней перми, породы восточного крыла значительно древнее. Среди них распространены главным образом отложения нижнего и верхнего силура, а в небольших синклиналиях, вытянутых параллельно разлому и имеющих явно «приразломную» природу, — породы девонского возраста.

Непосредственно у разлома и в самом разломе породы сильно раскливажированы, а местами и рассланцованы за счет обильного появления серицита; отмечается также общее окварцевание. Кливаж и сланцеватость отмечаются и в крыльях разрыва и особенно часто в силурийских толщах на восточном крыле. Зоны рассланцованных пород, вытянутые на сотни метров при ширине в десятки метров, появляются уже в 2—3 км от самого разрыва и по мере приближения к нему становятся все более частыми.

Кливаж, сланцеватость и разлинзование ориентированы параллельно разлому, но имеют общий повсеместный наклон на восток под углом в 50—60°.

Приведенные выше сведения дают основание полагать, что движения крыльев имели значительную вертикальную составляющую при более активном перемещении восточного крыла. Этим, вероятно, объясняется его раздробленность и приуроченность к нему большого количества крупных и мелких интрузивных тел.

Подтверждение о большой проницаемости восточного крыла дают и геофизические материалы, согласно которым между Карадон-Темиршинским разломом и Кувским массивом располагается несколько меридионально ориентированных зон с различными по интенсивности остаточными аномалиями силы тяжести. Наиболее резко выраженная из них, южнее массива, сочленяется с Карадон-Темиршинским разломом и может быть интерпретирована как слабо выраженная на поверхности зона усиленной проницаемости или как разрыв.

Южнее появления Казангапского разлома характер Карадон-Темиршинского глубинного разлома меняется. Восточное крыло разлома на всем протяжении сложно относительно более древними породами, но сгущения интрузивных тел в его пределах не наблюдается. Сохраняется большая раздробленность восточного крыла, причем огромное количество крупных и мелких разрывов, подходящих к зоне разлома с востока, сочленяется с ней однотипно, под очень острым углом, направленным на север.

Казангапский разлом обнажен плохо. Это крутой, возможно вертикальный разрыв, возникший в условиях общего растяжения. Породы, обнажающиеся на восточном крыле, обычно древнее, чем на западном. При общем меридиональном простирании он на отдельных участках плавно изогнут. Подходящие к разлому с запада менее крупные разрывные нарушения нередко примыкают к нему в виде петель, отделяющих от основной массы пород чешуевидные блоки. Создается впечатление, что большую активность при образовании разрыва проявляло его западное крыло, испытывавшее интенсивное погружение и растяжение.

Девонские, каменноугольные и пермские породы и интрузивные тела, располагающиеся между Карадон-Темиршинским и Казангапским разломами, в самой зоне разлома очень сильно раздроблены и обладают большой проницаемостью. Они разбиты большим количеством мелких разрывов, по большей части диагональных к простиранию зоны разлома, реже меридиональных. Повышенной проницаемостью зоны

разлома, должно быть, объясняется сосредоточение в ее пределах огромного количества мелких интрузивных тел и нескольких крупных гранитных массивов.

Разрывы, находящиеся в самой зоне Карадон-Темиршинского разлома, в основной своей массе относятся к диагональным сбросам с четко выраженными вертикальными смещениями. Объяснить их появление проще всего правосторонним сдвигом восточного крыла и самой зоны Карадон-Темиршинского глубинного разлома относительно западного крыла. При таком предположении сбросы окажутся обычными трещинами отрыва, возникающими при сдвиге перпендикулярно диагонали растяжения. Меридиональные сбросы являются, вероятно, сопутствующими разломам, ограничивающим зону.

Возникновение сбросов относится к раннекаменноугольному времени, на что указывает приуроченность к ним экстрезивных и субвулканических тел этого же возраста. Позже, в среднем и позднем карбоне, вдоль сбросов внедрились мелкие гранитные тела трещинного типа.

Сдвиговая составляющая у Казангапского разлома констатируется по смещениям границ девонских пород и каменноугольных интрузий. Сдвиг правый, с постепенным нарастанием амплитуды в южном направлении до 4—5 км. Наиболее показательно в этом отношении смещение контуров Кентского массива, однако опираться на это обстоятельство следует с большой осторожностью, так как, по геофизическим данным, подземное продолжение массива расположено близко к поверхности, и при различных эрозионных срезах на крыльях разлома величина смещения может оказаться не истинной, а кажущейся. Сдвиг развивался одновременно с вертикальными движениями, отразившимися более интенсивным погружением Токрауской впадины по сравнению с восточными территориями. Вертикальная амплитуда по соотношению пород на крыльях разлома составляет 2—3 км. На время заложения Казангапского разлома указывает ясно выраженная приуроченность к нему верхнекаменноугольных гранитов, вытянутых в виде узких полос вдоль разлома и оборванных позже смещениями. Казангапский разлом, вероятно, моложе Карадон-Темиршинского, и движения вдоль него продолжались в более позднее время. Движения по Карадон-Темиршинскому разлому были более сложными. Данными о характере перемещений мы не располагаем. Вертикальная амплитуда смещения на основании сопоставления возраста пород, обнаженных на крыльях, на севере составляет 5—6 км, а на юге 2—3 км. О сдвиговой составляющей можно говорить лишь предположительно. На ее существование указывает характер сдвигового строения многих разрывов, примыкающих к зоне разлома с востока и сливающихся с ней под острым углом. По времени формирования Карадон-Темиршинский разлом является более ранним, чем Казангапский, и движения по нему закончились раньше.

На основании приведенных данных можно говорить о том, что существование Карадон-Темиршинского глубинного разлома начинает отчетливо проявляться с раннего карбона. Именно к раннекаменноугольному времени следует приурочить первые фазы существования разлома, выразившиеся главным образом в появлении флексур и крутых трещин. Среднепозднекаменноугольная и раннепермская эпохи представляются как этапы исключительной проницаемости зоны разлома, что объясняет большую насыщенность зоны крупными и мелкими интрузивными массивами. Сдвиговые смещения происходили, по-видимому, в более позднее время, главным образом в конце перми.

Карадон-Темиршинский глубинный разлом представляет собой не только пограничную структуру между Чингизским мегантиклинорием и

северной частью Токрауской впадины. Его значение, как и всего Центрально-Казахстанского глубинного разлома, в геологической истории палеозойского фундамента Казахстана исключительно велико. Он отделяет области с совершенно различными типами разреза; к востоку от разлома палеозойский фундамент высоко приподнят, в то время как западнее него средний палеозой перекрыт многокилометровыми покровами верхнепалеозойских вулканитов; резко выраженная линейная складчатость северо-западного простирания Чингизского мегантиклинория обрезана разломом и сменяется не менее резко оборванными брахиформными складками Токрауской впадины с общим северо-восточным простиранием. Не меньшие отличия обнаруживаются и в интрузивной деятельности. Все крупные средне- и верхнепалеозойские гранитные массивы сосредоточены к западу от разлома и в зоне разлома, в то время как восточнее находятся лишь небольшие тела гранитондов.

Не меньшие отличия, как это будет показано ниже, во второй части данной работы, отмечаются и в металлогении.

Интрузии различных типов широко развиты в пределах всей изученной территории. В возрастном отношении и по условиям образования они связываются с определенными складчатыми комплексами, структурными этажами или подэтажами. В то же время разновозрастные интрузивные комплексы вскрыты обычно в единых сложно построенных массивах. Такие массивы представляют собой вполне обособленные тектонические структуры.

Для Акбастауского антиклинория имеются данные о формах залегания только верхнепалеозойских интрузий, основанные на результатах изучения прототектоники и геофизических наблюдениях. О формах интрузивных тел иного возраста можно судить лишь предположительно.

Кувский массив акбастауских гранитов, граничащий с Карадон-Темиршинским глубинным разломом, имеет округлую форму и круто погружается на глубину. Крутые контакты массива определяют конфигурацию геофизической аномалии, которая совпадает с площадью обнаженной части массива. Гранодиориты топарского комплекса, развитые к западу, в Джуңгаро-Балхашской области, по геофизическим данным, протягиваются через Карадон-Темиршинский разлом и смыкаются с Кувским массивом. Другие верхнепалеозойские гранитные массивы Токрауской впадины — Кентский, Бохтинский и Темиршинский — имеют много общего в своем строении с Кувским массивом и характеризуются чертами интрузий центрального типа.

В гранитах Абралинского массива устанавливается линейная текстура течения по ориентировке кристаллов полевых шпатов. Выражена она слабо, но там, где ее удастся выявить, она направлена меридионально. По отношению к ней хорошо выражены две системы трещин — продольная, характеризующаяся значительной протяженностью и крутыми падениями, и поперечная система сближенных трещин с крутыми, но меняющимися углами падения. Поперечные трещины при пересечении их продольными часто смещаются на 3—10 см. Прекрасно выражена пологая, матрацевидная отдельность. В центральных частях массива она ориентирована почти горизонтально, но по мере приближения к контактам образует наклоны в сторону контакта: у восточного контакта углы достигают 60—80°, у западного — 6—12 до 30°. В центральной части массива пологопадающей отдельностью образованы два куполообразных поднятия. Одно из них занимает большую северо-восточную, другое — меньшую — юго-западную часть массива. Куполы несколько вытянуты в плане с севера на юг и кулисообразно смещены друг отно-

сительно друга. Данные геофизических наблюдений показывают, что северная часть массива в поперечном сечении имеет форму плоской или пластинообразной залежи. Корень интрузии расположен в южной части массива. Общий контур геофизической аномалии в этом районе, связанный с массами кислых магматических пород, вытянут вдоль Кайнарской зоны в субширотном направлении под углом к оси Абралинского массива, имеющей субмеридиональное простирание. Приведенные данные говорят о том, что форма залегания Абралинского массива и тектонические факторы, контролирующие интрузию, весьма специфичны и не повторяются в других интрузивных массивах изученного района.

Верхнепалеозойские интрузии Джунгаро-Балхашской области вскрыты в нескольких обширных массивах. В двух наиболее крупных из них — Бохтинском и Кентском — представлены главные интрузивные комплексы района: топарский, калдырминский, джаксытагалинский и акчатауский. В Кызылаштинском, Актелесском и Темиршинском массивах на поверхность выведены породы калдырминского комплекса. Перечисленные массивы, по данным геофизических наблюдений, связаны друг с другом на глубине. От этих массивов несколько обособлен Торткульский массив топарских гранодиоритов, находящийся к востоку от Карадон-Темиршинского разлома в Северо-Балхашской впадине.

Вещественный состав и общее структурное положение топарского комплекса свидетельствуют о его формировании в первые этапы поздневарисийского развития, которым соответствуют первый и второй структурные подэтажи, образованные породами каркаралинской и калмакэмельской свит. Калдырминские граниты ассоциируют с третьим подэтажем, сложением кислыми вулканогенными образованиями керетесской свиты.

В Бохтинском массиве гранодиориты топарского комплекса вскрыты на его северном и северо-восточном обрамлении. Их выходы образуют неровную полосу северо-западного простирания, несколько изогнутую к северо-востоку. Южная часть залежи приближена к Карадон-Темиршинскому разлому. Внешние контакты гранодиоритов с вмещающими отложениями живетского и франского ярусов и внутренние контакты с более молодыми калдырминскими гранитами всюду крутые. Углы падения контактовых поверхностей достигают 60 и более градусов. Направление падения закономерно изменяется от северного на северном окончании массива, через северо-восточное к восточному — в его восточной части вблизи глубинного разлома. Эти данные показывают, что гранодиоритовая залежь имеет крутую ориентировку, которая особенно хорошо заметна в восточной части массива около глубинного разлома.

В Кентском массиве топарские гранодиориты обнажены в юго-восточной части и на крайнем севере. В гранодиоритах юго-восточной части массива развита система пологих первичных трещин, заключающих жильную серию первого этапа. Эти трещины переходят на калдырминские и акчатауские граниты и, таким образом, для значительной части массива характерен единый пологий свод первичных трещин, осложненный рядом более мелких куполовидных поднятий. По геофизическим данным, восточный контакт гранодиоритов в зоне разлома крутой и, вероятно, его поверхность наклонена на запад, под массив. С запада гранодиориты перекрыты пологой залежью пермских акчатауских аляскитовых гранитов. Гранодиориты, вскрытые в зоне северного контакта, отличаются иным характером трещинной тектоники. Пологие трещины и свойственные им матрацевидные формы отдельности здесь отсутствуют. Широко развиты беспорядочно ориентированные

крутые трещины. Контакт с вмещающими отложениями крутой. В скважине на участке месторождения Кень-Тюбе в 30—35 м в сторону от контакта гранодиориты были встречены лишь на глубине 150 м, а скважина, поставленная в 200—300 м от контакта, была остановлена на 300 м и не достигла изверженных пород.

Гранодиориты топарского комплекса, таким образом, во всех случаях обнаруживают формы залегания с крутыми контактами, особенно отчетливо выраженные для Торткульского массива, восточных частей Кентского и Бохтинского массивов. Лишь в восточной части Кентского массива развита система пологих трещин, характеризующих апикальную часть интрузии. В других участках уровень эрозийного среза был, очевидно, более глубоким. Обращает на себя внимание широтная или субширотная ориентировка гранодиоритовых масс.

Граниты калдырминского комплекса наиболее обстоятельно были изучены в Бохтинском массиве. Данные структурного анализа показывают, что в центре массива развит ряд пологих куполов, определяемых по ориентировке линий течения, шлировых выделений, реже — по первичной полосчатости и по хорошо выраженной системе первичных трещин, заполненных жильными породами первого этапа. На севере и востоке, как было отмечено, граниты круто погружаются под вмещающие топарские гранодиориты. Южный и юго-западный контакты имеют незначительный наклон с углами падения 10—20°. Пологие ориентировки первичных тектонических элементов подчеркнуты формой залегания дополнительных интрузий. Последние развиты в центральных и краевых частях массива и образуют пологие тела различной мощности, согласные по отношению к первичным трещинам.

Наиболее хорошо выражена система пологих трещин, менее четко — крутые трещины, расположенные перпендикулярно к первой системе. К различным системам трещин приурочены дайки первого этапа. Большая их часть связана с системой пологих трещин. Наиболее крупные пологие залежи даек расположены к юго-востоку от горы Телегей, к западу и северо-западу от пос. Абыз и в других местах. Вертикальные трещины обычно выполнены маломощными дайками. В восточной части массива трещины пластовой отдельности уходят за пределы биотитовых гранитов и образуют более широкий и пологий свод, охватывающий, очевидно, область распространения топарских гранодиоритов. Эти данные позволяют сделать вывод об общности формирования свода гранитоидного Бохтинского массива и общем процессе остывания и формирования кровли интрузивной массы этого района.

Бохтинская интрузия разбита разрывными нарушениями меридионального и северо-северо-восточного направления. В пределах поднятых и опущенных блоков развиты участки интенсивного дробления пород. Мелкие трещины располагаются параллельно друг другу в направлении более крупных разломов, отстоя друг от друга на 5—10—20 м, реже более.

Тектоническая структура Бохтинского массива представляется следующим образом. В зонах разломов длительного развития, служивших лодводящими каналами, Бохтинский плутон, включающий топарские и калдырминские гранитоиды, отличается штокообразными формами залегания. Крутые залежи расположены у Карадон-Темиршинского разлома и у разлома, идущего вдоль южного края массива Даут. В стороне от разломов интрузия приобретает вид пологой залежи, положение которой скорее всего контролировалось поверхностью регионально-го несогласия между породами живетско-франского ярусов и вулкано-

генного нижнего карбона каркаралинской свиты. В центральных частях интрузии помимо каналов, расположенных в зонах разломов на ее периферии, вероятно, существовали дополнительные каналы, по которым осуществлялось внедрение магмы.

В зоне Карадон-Темиршинского разлома, кроме Бохтинского массива, расположен Темиршинский массив, сложенный калдырминскими гранитами. Он обладает ясно выраженным концентрическим строением. Внешняя часть сложена лейкократовыми гранитами первой фазы внедрения. Эта интрузия имеет подковообразную форму. Округлое ядро массива образовано более поздними биотитовыми гранитами второй фазы. Вдоль западного овального контакта массива с вмещающими породами, «залечивая» их, протягивается узкая кайма мелкозернистых гранитов жильной серии первого этапа. Вдоль южного контакта биотитовых гранитов вытянута пластовая дополнительная интрузия, являющаяся своеобразным разделом между разновозрастными породами этого многофазового плутона. В пределах всего массива развиты пологие трещины пластовой отдельности. Свод пологих трещин распространяется на все разновозрастные гранитоиды, включая дополнительные интрузии. Последние, так же как и жильные образования, часто имеют пологое залегание, согласно по отношению к этим трещинам. Также согласно по отношению к системе пологих трещин залегают провесы кровли вмещающих пород. Контакт Темиршинской интрузии с вмещающими отложениями на западном и северном обрамлениях пологий с углами падения от $5-10^\circ$ до $20-25^\circ$. На востоке в зоне Карадон-Темиршинского разлома он крутой, порядка $50-60^\circ$. Очень интересны соотношения контактовых поверхностей с системой пологих трещин. В участках пологого контакта они имеют согласную ориентировку, а в зоне глубинного разлома трещины пластовой отдельности падают в сторону контакта под углом $10-20^\circ$, образуя с ними угол порядка 40° . Помимо описанной пологой системы трещин в массиве наблюдается система крутых овальных трещин, повторяющих очертания интрузивных залежей. Эта система требует дальнейшего изучения. Темиршинский плутон — интрузия центрального типа. На поверхности вскрыта ее апикальная часть, что определяется повсеместным распространением системы пологих первичных трещин, особенностями залегания кровли и преобладающей пологой ориентировкой интрузивных контактов.

По данным геофизических исследований, вдоль зоны Карадон-Темиршинского разлома расположена значительная масса кислых интрузивных пород. Выходы гранитоидов Бохтинского, Даутского, Кызылащинского массивов представляют собой части этой крупной интрузии, вскрытые современным срезом. К этому интрузивному телу, вероятно, принадлежит и Темиршинский массив. Между ним и Кызылащинским массивом существует перемычка, в пределах которой кровля интрузивных пород опущена на глубину более 2000 м. Выходы интрузий прослеживаются от Темиршинского массива на северо-запад по направлению к Актелесскому массиву калдырминских гранитов. Трещинная тектоника последнего подобна структурам Бохтинского массива и характеризуется повсеместным развитием первичных пологих трещин, заполненных жильными образованиями, и крутых трещин. Здесь особо может быть упомянут северо-западный контакт массива, располагающийся на высоком склоне и поэтому хорошо вскрытый и доступный наблюдениям. В этом районе кровля калдырминских гранитов имеет горизонтальное залегание. Граниты прорывают вулканогенные породы керегетасской свиты, лежащие также горизонтально выше по склону и образующие бронирующие поверхности смежных гор.

Кентский массив имеет грушевидную форму и вытянут в северо-восточном направлении. В его пределах, так же как в Бохтинском, Темиршинском и Актелесском массивах, развит пологий свод первичных трещин, состоящий из ряда более мелких поднятий. Пологие трещины согласны по отношению к провесам кровли вмещающих пород, точнее, по отношению к их контактовым поверхностям с подстилающими гранитными породами. Эти трещины имеют также общую согласную ориентировку с некоторыми дополнительными интрузиями. Полого залегающие пластовые дополнительные интрузии калдырминского комплекса встречены в центральных частях массива и на его северо-восточном окончании, где они приурочены к контакту пород главной интрузивной фазы.

Следующими в возрастной последовательности структурными формами, возникшими в заключительную стадию орогенного развития описываемой территории, являются интрузии джаксытагалинского и акчатауского комплексов.

Джаксытагалинские интрузии по формам залегания разделяются на массивы и дайковые пояса. Интрузивный комплекс в целом принадлежит к группе интрузий трещинного типа. Массивы имеют небольшие размеры и изометрическую или несколько вытянутую форму. Дайки джаксытагалинского комплекса образуют несколько поясов, протягивающихся через всю исследованную территорию при преобладающих долготных и северо-восточных простираниях на расстояние более 100 км. Они имеют, как правило, крутые залегания, согласуясь в простирании с преобладающими в районе субмеридиональными и северо-восточными разрывами. Дайки секут все палеозойские породы, но в пределах Кентского массива, в свою очередь, обрываются интрузией пермских аляскитовых гранитов. В этом районе развиты два дайковых пояса, которые огибают массив с юго-востока и северо-запада, образуя кольцеобразную структуру, прерывающуюся в юго-западной части, где на поверхность выходят пермские граниты. В северной части массива эти два пояса сливаются и переходят в пояс северо-восточного простирания, который далее на север соединяется с дайковым поясом западной части Бохтинского массива. Дайки юго-восточного пояса на юго-восточной окраине Кентского массива наклонены под углами от 25—30° до крутых, почти вертикальных на северо-запад и запад внутрь массива.

Интрузия акчатауских пермских гранитов, занимающая западную часть Кентского массива, в плане имеет форму полумесяца, обращенного выпуклой стороной на юго-запад. Выше указывалось, что в ее пределах развита система пологих первичных трещин, образующих единый свод, охватывающий топарские, калдырминские и акчатауские гранитоиды. Эти трещины согласны подошве провесов кровли, пологим контактам с вмещающими отложениями и пологозалегающим дополнительным интрузиям. В области развития акчатауских гранитов пологая пластовая интрузия протягивается вдоль осевой линии массива в направлении с юга на северо-северо-восток. Длина этого тела около 8 км, ширина до 1,5—2 км, мощность в некоторых пунктах превышает 100 м. Залежи альбитизированных биотитовых гранитов приурочены к его поверхностной части и имеют пологую пластовую куполовидную форму, совпадающую с формой отдельных куполов из пластовых трещин. Вертикальная мощность таких гранитов колеблется от 10—15 м до 30—50 м. Западный внешний контакт, по которому пермские граниты граничат с вмещающими отложениями каркаралинской свиты, повсеместно пологий с углами наклона от 5—10° на севере, до 25—35° в южной части массива. По геофизическим данным, в 200—300 м к западу

от крайних выходов интрузии на поверхность происходит прогиб кровли интрузии и она круто погружается. Восточный внутренний контакт с породами более древних интрузивных комплексов характеризуется падениями на запад под интрузию. Последняя как бы вытеснена на топарские и калдырминские гранитоиды и имеет в разрезе неправильную штокообразную форму в центре залежи с изгибом и переходом к пластовому залеганию вблизи поверхности в своей восточной части. Общая структура Кентского массива во многом определяется дайковыми поясами джаксытагалинского комплекса, располагающимися на его северо-восточной и юго-западной периферии. Серповидная залежь пермских гранитов обрывает дайковую систему. Взятые вместе, они образуют кольцевую структуру, причем пермские граниты отчетливо наследуют структурный план джаксытагалинских даек. На поверхность выведена апикальная часть массива пермских гранитов. Этот вывод подтверждается приведенными данными о трещинной тектонике, распределении провесов кровли, дополнительных интрузий, альбитизированных пород и положении контактовых поверхностей. Эти же данные свидетельствуют о том, что многофазовая и разновозрастная интрузия имела единую пологую кровлю. Она фиксируется общим сводом пологих трещин, пологими залежами дополнительных интрузий, внедрившихся по контактам интрузии с вмещающими породами, условиями распределения постмагматических образований, которые располагаются примерно на одном высотном уровне, совпадающем с положением свода первичных пологих трещин. Таким образом, ко времени остывания наиболее молодых пермских гранитов вся магматическая масса находилась, по-видимому, в едином термическом поле. Во всяком случае разновозрастные гранитоиды, слагающие плутон, пережили общую для них (вероятно, обновленную) фазу образования разломов. Эрозионный срез Кентского массива располагается на разном уровне для его юго-западных и северных частей. На севере вскрыты наиболее глубокие горизонты интрузии. Можно полагать, что на юго-западном обрамлении, где особенно широко проявлены различные постмагматические процессы, напротив, обнажены самые поверхностные участки интрузии.

Геологическая история и магматизм

Байкальский складчатый геосинклинальный комплекс, отвечающий наиболее ранним этапам существования геосинклинального трога в области Чингизского мегантиклинория, представлен морской кремнисто-вулканогенной офиолитовой формацией. В этом комплексе пород широко развиты продукты регионального метаморфизма в виде фации зеленых сланцев и эпидот-амфиболитовой фации. Кембрийские отложения, отложения нижнего и среднего ордовика в разрезах отсутствуют, что указывает на огромный перерыв и общее поднятие страны в это время.

Каледонский складчатый геосинклинальный комплекс состоит из двух подэтажей, каждый из которых, отображая различные этапы геологической истории края, объединяет разные формационные типы. Ордовикские яшмоидные и вулканогенные отложения принадлежат к кремнисто-вулканогенной формации, подобной рифейской, но отличающейся от нее отсутствием пород ультраосновного состава. Обе они образуют формационный ряд, характерный для начальных этапов развития геосинклинальных областей. К начальному типу магматизма относится андезит-базальтовый, щелочноземельный, подводный вулканизм рифейского и позднеордовикского времени. Уже в это время намечается разделение Акбастауского антиклинория на две основные текто-

нические зоны. Вулканические очаги сосредоточиваются в области ранневарисцийских поднятий. Очертания этого вулканического трога, вытянутого в северо-западном направлении, не определены. С юго-запада в районах, непосредственно прилежащих к Джунгаро-Балхашской области, он обрамляется невулканической зоной, вероятно, соответствующей обособленному геосинклинальному прогибу. Степень метаморфизма ордовикских пород невелика. Она выражается общей альбитизацией вулканогенных пород и их зеленокаменным перерождением. Прогрессивное погружение прогиба в позднем ордовике, определившее огромные суммарные мощности отложений (4000 м для области ранневарисцийских прогибов и 6000 м — для области поднятий), на границе с силуром сменилось общим поднятием, складчатостью и последующей принципиальной сменой процесса осадконакопления.

Особенность литологии силурийских отложений состоит в повсеместном распространении терригенных морских траувакковых пород при полном отсутствии кремнистых образований. Тектоническая обстановка силурийского периода чрезвычайно разнородна, что находит свое выражение в резкой смене условий седиментации в пределах всей изученной территории как по площади, так и во времени. В области ранневарисцийских поднятий в раннем силуре продолжают существовать вулканические очаги, поставляющие лавовые продукты андезито-базальтового состава и значительное количество пирокластического материала. Морская вулканогенно-терригенная формация нижнего силура имеет огромную мощность — до 6000 м. Главная фаза эффузивного вулканизма приходится на венлокский век, тогда как в лландовери преобладали эксплозивные извержения. Процессы осадконакопления в области ранневарисцийских прогибов претерпели значительную эволюцию во времени, что привело к возникновению постепенно сменяющих друг друга двух осадочных формаций. Первая — морская, терригенная, траувакковая имеет лландоверийский возраст. Ее мощность равна 2000—2500 м. Вторая представляет собой сложную морскую молассу с широким развитием красноватых пород, грубых песчаников и конгломератов. Она относится к венлоку — верхнему силуру и имеет изменчивую мощность от 3000 до 4000—4500 м. Переход от области ранневарисцийских поднятий к области прогибов выражается быстрой сменой фаций и мощностей. Подобный характер раздела областей связан с развитием системы Акбастауского разлома длительного развития, возникшего в конце ордовика — начале силура.

Приведенные данные позволяют наметить основные этапы каледонской геосинклинальной истории изученной территории в следующем виде.

В ордовике в обстановке общего прогибания области происходило накопление кремнистых и вулканогенных толщ. На границе ордовика и силура проявилась фаза каледонского тектогенеза, приведшая к смене осадконакопления, однако, структурный план тектонических форм и характер складчатости ордовика и силура однотипны.

В геологической истории силурийского периода намечается ясно выраженная тенденция к прекращению дальнейшего развития линейных геосинклинальных трогов. В центральных частях складчатого сооружения Чингиза в области ранневарисцийских поднятий главная фаза каледонского тектогенеза выразилась общими поднятиями в верхнем силуре, инверсией геотектонического режима и резким обособлением этой области. Интересно, что мощности лландоверийских отложений в этап, предшествующий поднятию, равны 6000 м для области поднятий и лишь 1600—1700 м для области прогибов. В это же время

развиваются разрывные дислокации, в том числе крупные надвиги Токайской антиклинальной зоны. Терригенные граувакковые накопления лландоверийского века области ранневарисцийских прогибов в венлоке сменяются грубой красноцветной молассой. Общий ритм прогибаний в этой области в противоположность области поднятий в верхнем силуре усиливается. Мощность молассовых красноцветных накоплений в два раза превышает мощность зеленоцветных граувакк предшествующего этапа. Таким образом, обособление вулканического эвгеосинклинального трога области поднятий и многоэосинклинального трога, расположенного в области сочленения структур Чингиза и Прибалхашья, наметившееся в ордовике, в силуре выражалось особенно отчетливо.

Последовательная смена нижнесилурийской граувакковой формации области ранневарисцийских прогибов морской молассой верхнего силура, а в дальнейшем — континентальной вулканогенной молассой девонского возраста без перерыва в осадконакоплении и сколько-нибудь существенной перестройки структурного плана составляет одну из главных особенностей геологической истории юго-западного крыла Чингизского мегантиклинория, оформление которого, очевидно, и происходит в это время.

Варисцийская история Чингизского мегантиклинория, с одной стороны, и Джунгаро-Балхашской складчатой области — с другой, характеризуется принципиальными различиями. В пределах центральных частей мегантиклинория, где варисцийские структуры четко обособлены от каледонских, с раннего девона начинается орогенная стадия, заканчивающаяся общим поднятием в раннем карбоне с последующей позднепалеозойской регенерацией, вызванной внедрением интрузий. В Джунгаро-Балхашской области геосинклинальные условия сохранялись до раннего карбона. Орогенная стадия началась в конце раннего карбона и в позднем палеозое выразилась в накоплении вулканогенных образований и в энергичном интрузивном магматизме.

В области Акбастауского антиклинория ранневарисцийский орогенез разделяется на три этапа: раннедевонский, эйфельский и среднедевонский — раннекаменноугольный, которым в выделяемом ранневарисцийском структурном этаже соответствуют три подэтажа. Поздневарисцийское развитие характеризуется внедрением крупных интрузий и глыбовой тектоникой. В конце каледонского тектогенеза и начале варисцийского в этих районах происходило общее поднятие, замыкание линейных геосинклинальных систем, отмирание морских условий осадконакопления и развитие в раннем девоне континентального вулканизма с излияниями андезито-базальтовых и липаритовых лав. В области ранневарисцийских поднятий в течение раннего девона происходит накопление континентальных толщ, перекрывающих с угловым несогласием породы силура и ордовика. Крупные брахисинклинали, сложенные девонскими вулканогенными породами, накладываются на подстилающие образования с некоторыми элементами наследования каледонского структурного плана (Кайнарская наложенная брахисинклинальная зона) или резко несогласно (Достарская брахисинклиналь). Таким образом, в результате раннедевонских движений происходило дальнейшее развитие складчатости, причем характерным явилось разрастание, укрупнение складчатых форм по сравнению со складками каледонского фундамента. Процессы аналогичной направленности продолжались и в начале среднего девона. В эйфельский век, после предшествовавшего поднятия и размыва, в пределах области накапливается вулканогенная толща кислого состава. Ее большая мощность (2500—3000 м) указывает на значительное прогибание. В этот же этап происходит обновление

каледонских разрывов северо-западного простирания. Четко выделяется система Акбастауского разлома длительного развития. Таким образом, общая эволюция приводит к образованию дискордантных по отношению к древнему плану форм, структур, возникших при глыбовых движениях. Ордовикские, силурийские и нижнедевонские толщи области ранневарисцийских прогибов дислоцированы в едином плане. Складчатость выражена крупными линейными формами, осложненными рядом дополнительных складок. Особенностью области является отсутствие угловых несогласий между силуром и девоном. Граница между ними на фоне постепенного литологического перехода подчеркивается общим огрублением обломочного материала, вызванным, по-видимому, поднятием и размывом центральных частей Чингизского мегантиклинория. Таким образом, в течение позднего ордовика, силура и раннего девона область испытывала непрерывное прогибание, но ранневарисцийский континентальный вулканизм в одно и то же время охватил весь мегантиклинорий, включая области поднятий и прогибов. Эволюция тектонических форм в эйфельский век проходила примерно по тому же плану, что и в области поднятий. Она выражалась в их несогласном наложении на подстилающие породы, общем выколачивании структуры и утрате линейных очертаний.

Порфировая формация Чингизского мегантиклинория характеризуется ясно выраженным двучленным строением. В первом комплексе, объединяющем образования нижнего девона, преобладают андезитобазальты, соответствующие первым этапам орогенного вулканизма, во втором — эйфельском вулканическом комплексе — широко развиты липаритовые и трахилипаритовые породы. Главное поле развития порфировой формации совпадает с областью ранневарисцийских прогибов. В ее пределах девонские вулканогенные породы покрывали, по-видимому, сплошным чехлом более древние образования, но впоследствии в сводах поднятий были размыты. Обширные поля вулканогенных пород протягиваются полосой северо-западного простирания за пределы исследованного района вдоль юго-западного края Чингизского мегантиклинория, определяя очертания и размеры внешнего вулканического пояса этой страны.

Эффузивные породы кислого состава в нижнем девоне развиты ограниченно. Анализ петрохимических диаграмм указывает на постепенную смену химизма (от базальтовых порфиритов до дацитовых порфиритов), которая может быть объяснена дифференциацией базальтовой магмы единого магматического очага. Туфы кислого состава, встречающиеся в различных частях разреза, несут следы переработки и переноса обломков на значительные расстояния. В связи с тем, что их количество возрастает к юго-западу и югу в области ранневарисцийских прогибов, а в северо-восточных районах они выпадают из разрезов, можно думать, что центры этих извержений располагались к югу и юго-западу от исследованной территории. Андезитобазальтовый вулканизм раннего девона в области ранневарисцийских прогибов завершился этапом выравнивания фациальной обстановки по всей площади с накоплением четко слоистой туфогенной толщи, содержащей растительные остатки, остатки ракообразных и редкие линзы карбонатных пород. Этот спокойный этап предшествовал следующей фазе бурного вулканизма эйфельского века, идущего после новых поднятий при нарастающей консолидации земной коры.

Вулканогенные породы эйфельского комплекса, как и нижнедевонские, на большей части территории образовались в континентальных условиях. Однако в западных и южных частях области ранневарисций-

ских прогибов намечаются определенные признаки прибрежно-морской равнины. Они выражаются в хорошей сортировке обломочного материала в отдельных фрагментах разрезов, выдержанности слоев по простираанию, развитию параллельной слоистости. Общий химизм эйфельского вулканизма определяется преимущественным распространением продуктов липаритовой магмы и ее производных. В целом эйфельский комплекс характеризуется большей щелочностью по сравнению с нижнедевонским. В некоторых районах, в горах Улькен-Догалап, в Кайнарской структуре в низах разреза вулканогенной толщи эйфельского яруса, а иногда и на более высоких стратиграфических уровнях присутствуют крупные залежи андезито-базальтов. Они, по-видимому, связаны с обособленными магматическими очагами и, таким образом, в эйфельском веке в пределах изученных территорий выделяются два магматических центра: первый, — дававший липаритовую лаву, и второй — базальтовую. В более общем плане последовательная эволюция раннедевонского и среднедевонского вулканизма, выражающаяся в прогрессивном раскислении и увеличении щелочности пород, указывает на связь магматических расплавов и общность их источников.

На конец эйфельского и первую половину живетского веков приходится почти полное прекращение вулканической деятельности, поднятие и перерыв в осадконакоплении. Живетские, верхнедевонские и каменноугольные отложения Акбастауского антиклинория составляют известково-терригенную формацию, образовавшуюся в условиях чередования мелководной морской обстановки континентальной. Обломочный материал в основном представлен продуктами разрушения осадочно-вулканогенных толщ нижнего девона и эйфельского яруса. Он поставлялся, главным образом, из центральных частей Чингизской области, в пределах которых продолжало развиваться сложное дифференцированное поднятие. Максимум погружения приходится на область ранневарисцийских прогибов. При этом на юго-западе происходило постепенное смещение прогиба в сторону Прибалхашья. Общие сводовые поднятия всей территории Чингизского мегантиклинория завершились в раннем карбоне и привели к полному отмиранию морского бассейна, стабилизации тектонической структуры и развитию процессов денудации.

Магматические проявления позднего палеозоя в Чингизском мегантиклинории выражены крупными гранитоидными интрузиями. Кувский интрузивный массив, располагающийся около Карадон-Темиршинского глубинного разлома, может быть отнесен к типичным верхнепалеозойским плутонам Токрауской впадины. Он сложен гранитами, образующими округлую залежь с крутыми контактами, и принадлежит, очевидно, к интрузиям центрального типа. Абралинский массив характеризуется присутствием субщелочных пород и представляет собой асимметричное линзообразное тело. Внедрение интрузии контролировалось вероятнее всего косыми разрывными нарушениями, осложнившими центральную часть геосинклинального сооружения и открывшими каналы для подъема магматических расплавов. Иссеченность экзоконтакта этого массива жильными гранитами (при бедности их в самом теле интрузии), имеющими форму апофиз, скопления ксенолитов — все это говорит о внедрении в обстановке неоднократных подвижек и дробления вмещающих пород. Ксенолиты, захваченные щелочными гранитами, были в значительной мере переработаны, хотя и не были усвоены полностью.

Петрографическое изучение показывает сложную историю формирования массива. В процессе внедрения интрузии происходили существенные изменения химических и термодинамических факторов, которые

приводили к перегруппировке химических связей и смещениям начальных количественных компонентов. Так, в породах исчез первичный плагиоклаз — он полностью альбитизирован или замещен калиевым полевым шпатом, в значительной мере выщелочены цветные минералы. На определенном этапе (после окончания кристаллизации, но до полной консолидации) в переполненном летучими компонентами теле интрузии появились многочисленные миоэрозовые полости. Бедность интрузии поровыми растворами была одной из возможных причин слабого развития гидротермальной деятельности и отсутствия концентрации полезных компонентов.

Геологическая история северных частей Токрауской и Северо-Балхашской впадин Джунгаро-Балхашской складчатой области, как указывалось выше, разделяется на два принципиально различных этапа. Первый, ранневарисский, соответствует геосинклинальной стадии развития страны, унаследованной от предыдущих геологических эпох. Орогенная стадия началась в конце раннего карбона и относится к поздневарисской эпохе тектогенеза. Она выразилась интенсивным магматизмом, в результате которого накопились комплексы полого залегающих вулканитов, прорванные многочисленными гранитоидными интрузиями.

В среднем и позднем девоне изученная часть Джунгаро-Балхашской области испытывала общее прогибание. Один из наибольших прогибов этого времени опоясывал с юго-запада область Чингизского мегантиклинория. Так, в краевой зоне мощность морских мелководных терригенных отложений среднего и верхнего девона превышает 5000 м. По направлению к центральным частям области она сокращается до 3000—4000 м. В краевой зоне и в особенности к юго-востоку от изученной территории, по данным В. Я. Кошкина (1961), в живетский век и в начале франского проявился вулканизм с андезито-базальтовыми излияниями. Накопления пирокластических пород отмечены также среди фаменских отложений. Морская терригенная формация Джунгаро-Балхашской области во многом похожа на среднедевонскую-нижнекаменноугольную формацию Чингиза. Она отличается тем, что в ее состав, помимо отложений среднего девона и нижнего карбона, включаются нижнедевонские и силурийские терригенные толщи; ей свойственны в целом гораздо большие мощности и присутствие (в разрезах за пределами изученного района) кремнистых и вулканогенных пород, пользующихся широким распространением. В начале раннего карбона произошла регрессия моря. Поднятие территории, приведшее к отмиранию геосинклинальных условий, сопровождалось линейной складчатостью и последующим размывом. К этому же времени приурочено внедрение нижнекаменноугольных интрузий.

В визейский век произошел крутой перелом в геологической истории района. Дальнейшее осадконакопление протекало на суше в условиях интенсивной вулканической деятельности.

Поздневарисская эпоха тектогенеза, в свою очередь, состоит из четырех обособленных этапов, соответствующих времени накопления вулканитов каркаралинской, калмакэмельской, керегетасской и архарлинской свит. В основании каждой из них располагаются поверхности несогласий, распространяющиеся на всю территорию Токрауской впадины. Они указывают на синхронное развитие вертикальных движений и общую пульсацию магматических очагов на огромных площадях.

Первые стадии поздневарисской орогенной эпохи, как указывалось выше, определяются общим поднятием и размывом подстилающих пород. Далее следуют излияния андезито-базальтов и накопление пиро-

клатов, свидетельствующие о большой роли эксплозий. К концу времени накопления вулканитов каркаралинской свиты состав вулканических продуктов изменяется. Андезито-базальты уступают место липаритовым и липарито-дацитовым лавам, туфолавам и игнимбрикам. Таким образом, уже в это время намечается достаточно быстрый процесс раскисления магматических расплавов. В калмакэмельское время эффузивный цикл как бы повторяется, но охватывает больший временной интервал. Вновь следуют извержения андезито-базальтовых и дацитовых лав и туфов, иногда перемежающихся с более кислыми дериватами. Последующие этапы варисийского эффузивного вулканизма характеризуются преобладанием извержений кислой магмы. Калмакэмельские андезито-базальты и дациты сменяются разнообразными кислыми лавами, туфолавами и игнимбриками керөгетасской свиты.

Приведенные данные позволяют сделать несколько общих выводов о направлении развития эффузивного магматизма в рассматриваемое время и взаимосвязи магматических расплавов и очагов.

Эффузивные циклы каркаралинского и калмакэмельского времени тесно связаны через группу андезито-базальтовых пород. Эволюция магматических расплавов происходила по линии андезито-базальты — липариты и вновь андезито-базальты. Подобная последовательность извержений могла обуславливаться развитием одного магматического очага с обратной сменой порядка дифференциации в калмакэмельское время или двух магматических очагов, расположенных на разных уровнях и объединенных в более широком плане общностью условий развития поздневарисийского магматизма.

Вулканизм керөгетасского времени отличается от предшествующих вулканических циклов наиболее резко. Повсеместное развитие липаритовых лав указывает на значительное обособление магматических расплавов, их прогрессивное раскисление и очевидную изоляцию магматической камеры.

Выше указывалось, что с основными, средними и кислыми породами двух первых подэтажей поздневарисийского этажа, образованными каркаралинской и калмакэмельской свитами, связаны интрузии топарских гранодиоритов. Калдырминские граниты ассоциируют с третьим подэтажом, сложенным кислыми породами керөгетасской свиты. Их внедрение происходило в обстановке поднятий и дальнейшей консолидации земной коры, которые в геологических разрезах выразились региональным угловым несогласием в основании архарлинской свиты — самого позднего структурного подэтажа варисид.

Геологическая история времени накопления архарлинской свиты вполне четко разделяется на три этапа. В самом ее начале широкое развитие получают процессы денудации с повсеместным накоплением продуктов разрушения интрузивных массивов. В дальнейшем следуют массовые извержения кислой лавы с повышенной ролью щелочных компонентов. В последние заключительные стадии вулканизма в ряде районов появляются покровы андезито-базальтовых пород.

Процесс отмирания геосинклинали и превращения страны в молодую эпиварисийскую платформу в пермский период подчеркивается последовательным развитием трещинного интрузивного магматизма. Так, дайковые пояса джаксытагалинского комплекса представляют собой характернейшую группу интрузий этого типа. В окрестностях Кентского массива они, как указывалось выше, вместе с акчатаускими гранитами образуют структуру, напоминающую сложную центральную интрузию.

Наиболее резкая складчатость при переходе к орогенной стадии и поднятие, определившее вывод всей территории из-под уровня моря и дальнейшее развитие в условиях континента, приходится на средневизейское время. Более поздние поднятия в предкалмакэмельское, предкерөгетасское и предархарлинское время, сопровождаемые внедрениями гранитоидных интрузий, вызвали последовательную консолидацию складчатой области.

Часть II

МЕТАЛЛОГЕНИЯ

ВВЕДЕНИЕ

Во второй части настоящей работы излагаются результаты анализа и обобщения данных о полезных ископаемых изученной области и закономерностях их размещения. В ходе этих исследований была составлена (1965 г.) комплексная металлогеническая карта, элементы содержания которой отражены на схеме (рис. 43). Эта карта явилась первой для Центрального Казахстана законченной работой такого рода, поэтому при ее составлении встретились значительные трудности методического порядка. Ниже, после краткой исторической справки, освещаются некоторые принципиальные и методические вопросы среднемасштабных металлогенических исследований.

Проведению этих исследований в районе предшествовал длительный период поисков, разведок и изучения полезных ископаемых.

Выходы руд к востоку от Каркаралинских гор были известны, судя по следам древних разработок, еще в доисторическое время. Экспедиция И. П. Шангина (1816 г.) явилась началом интенсивных поисков и эксплуатации медных и серебро-свинцовых руд в восточных районах Казахской степи. У подножия Кувских гор в 1839 г. С. И. Поповым был основан полукустарный Благодато-Стефановский свинцово-медеплавильный завод. В XIX в. действовали рудники на месторождениях Жумагул I (Белозерский), Калмактас (Вознесенский), Муздучат (Акимовский) и др. В конце XIX в. в сводных работах И. де-Кателена, Г. Д. Романовского, Н. К. Высоцкого и других исследователей содержались элементы оценки и списки месторождений.

В итоге исследований 20—30-х годов XX в. было установлено промышленное значение железных руд Кеньтюбе, изучались месторождения черных и цветных металлов — Торткуль, Беркара, Муздучат и др. (Русаков, 1929; Айталиев, 1941; Худяков, 1941 и др.), выявлены концентрации корунда, алунита и андалузита в массивах вторичных кварцитов (Русаков, Наковник, 1932; Ерджанов, 1945).

В 1942—1950 гг. поиски редких металлов в районе проводили М. В. Ташинина и А. Г. Тимофеев, Н. И. Тихомиров, Г. Д. Зиновьев и А. Г. Посысаев, П. А. Куликов и К. М. Бетехтина, О. Ф. Кроль и др. Наиболее детально обследовались участки грейзенизации в Бохтинском и Кентском гранитных массивах. В. Ф. Беспаловым, а затем В. Д. Хателишвили были получены первые данные о золотоносности отдельных участков. Детально разведывались месторождения Кеньтюбе и Тогай (Е. А. Немов, В. Н. Иванов и др.), проводились широкие, в том числе

и аэромагнитные, поиски железных руд (П. С. Пук, И. С. Сыромятников, С. М. Яковлев).

В процессе геологических исследований В. И. Станиной и А. В. Степанова, А. Г. Тимофеева и Т. А. Румянцевой, Н. В. Полтавцевой и С. Г. Токмачевой, П. П. Тихонова, М. В. Мычника и В. Я. Кошкина (1947—1953 гг.) были открыты проявления железных, медных, полиметаллических руд.

В результате поисковых геофизических и металлотрических работ (А. К. Аузин, Е. Н. Васильев, М. А. Детков, Г. А. Жакупов, Г. И. Компанец, А. С. Михайлов, В. И. Ружьев, В. И. Фадеев, А. А. Хорсов, Ю. Н. Чернов и др.) были выявлены ореолы рассеяния Pb, Cu, Zn, Mo, W и ряд магнитных аномалий; наиболее интенсивные из них детально опонсрованы. Проводились и региональные геофизические исследования (Ю. Н. Чернов и др.).

Выявление залежей медных и полиметаллических руд Акбастау и Кусмурупа в 1956—1958 гг. вызвало интерес к окружающим районам как к новой меднорудной провинции, положив начало поискам и комплексному изучению оруденения (А. К. Каюпов, Н. К. Нечаев, К. М. Муканов, А. К. Мясников, Г. В. Цаплин, М. А. Яренская, А. Д. Каипов и др.).

В последние 10—15 лет геологами ЦКГУ (Г. Р. Бекжанов, А. Ф. Лягоменко, Ю. А. Сергийко, Ю. А. Шелехов и др.) проведены большие работы по доразведке, поисковой разведке и переоценке рудных объектов. Наиболее значительным результатом этих работ явилось расширение перспектив железорудного месторождения Кеньтобе, ставшего дополнительной сырьевой базой Карагандинского комбината.

В ходе исследований, проведенных авторами в 1959—1963 гг., было выявлено несколько десятков рудопоявлений черных и цветных металлов, на большинстве которых проведены детальные работы.

Многие интрузивные массивы изучались в отношении пьезооптической и редкземлентной минерализации. В ряде статей освещены вопросы их петрологии, геохимии и генезиса рудных концентраций (Аксаментова и др., 1966; Захарченко, 1965; Мельников, 1965; Подольский, 1965).

Первые обобщающие работы по металлогении востока Центрального Казахстана принадлежат М. П. Русакову, обосновавшему важную роль крупных продольных разрывов и зон смятия в распределении эндогенного оруденения, генетически связанного с гранитной магмой и ее жильными дериватами. Были намечены закономерности размещения медных и железных руд в Каркаралинском районе (Русаков, 1929).

Восточнее Н. А. Худяков (1941) отметил рудоконтролирующую роль варисских тектонических структур в размещении медного оруденения и локализацию рудных тел на контактах слоистых толщ с эффузивами без видимой связи с гранитоидами.

Е. Д. Шлыгин указывал на пространственную связь полиметаллических месторождений с определенными стратиграфическими горизонтами и с контактовыми поясами интрузий (Шлыгин, 1939).

В. Б. Кочуров отметил, что в Баянаульском, Каркаралинском, Муржик-Дегеленском и Чингизском районах «подавляющее большинство рудных месторождений группируется вдоль антиклинальных зон и располагается, как правило, в пределах нижнепалеозойских складчатых дуг» (Кочуров, 1948).

Ф. И. Вольфсон пришел к выводу, что на свинцово-цинковых и меднорудных месторождениях Центрального Казахстана рудные тела

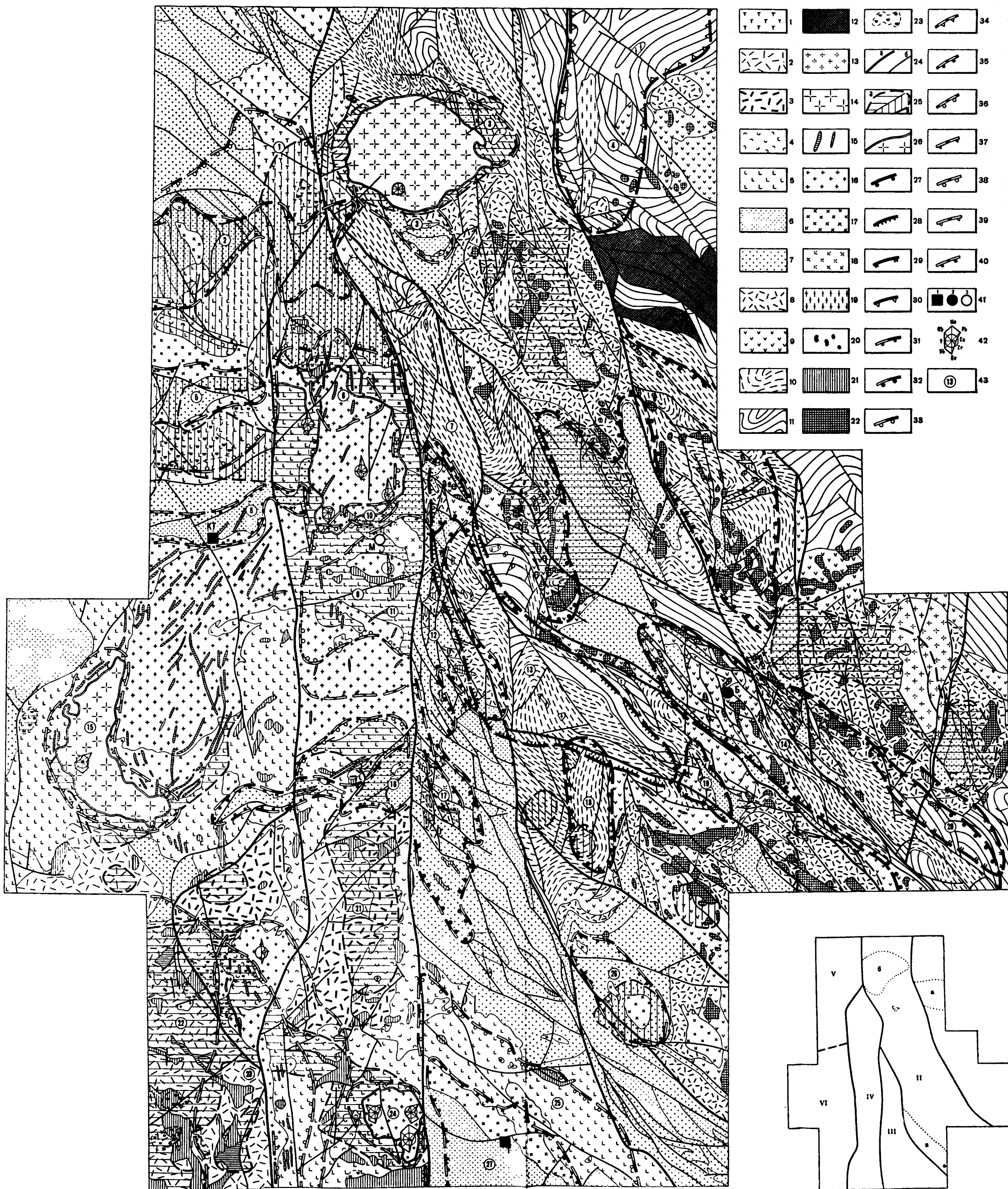


Рис. 43. Металлогенетическая схема восточной части Каркаралинского района. Стратиграфические подразделения: 1 — нижняя пермь; 2 — верхний карбон — нижняя пермь, архарлинская свита; 3 — средний карбон, кергетасская свита; 4 — нижний карбон, намюр — средний карбон, калмакэмельская свита; 5 — нижний карбон, средний визе — намюр, каркаралинская свита; 6 — фаменский ярус — нижний карбон, турне-нижний визе; 7 — девон, живетский и франский ярусы; 8 — средний девон, эйфельский ярус; 9 — нижний девон; 10 — силур; 11 — ордовик; 12 — рифейский комплекс; интрузивные образования: 13 — пермские (кайнарский комплекс), 14 — пермские (акчатауский комплекс), 15 — пермские (джаксытагалинский комплекс), 16 — верхнекаменноугольные (калдырманский комплекс), 17 — среднекаменноугольные (топарский комплекс), 18 — нижнекаменноугольные, 19 — среднепалеозойские, 20 — доверхнеордовикские; субвулканические и жерловые образования: 21 — верхнепалеозойские, 22 — нижне-среднедевонские, 23 — вторичные кварциты; 24 — разрывные нарушения; а) глубинные длительного развития, б) прочие; 25 — границы распространения скрытых интрузивов: а) кислого состава, б) среднего и основного состава; 26 — границы интрузивных массивов с поверхностным (апикальным) уровнем эрозийного среза. Контуры распространения рудных формаций, ранневарисийских: 27 — гидротермальной медной (борнито-халькопиритовой); 28 — гидротермальной кварцево-золоторудной; 29 — гидротермальной мышьяково-ртутной; 30 — автометасоматической редкоэлементной; поздневарисийских первого этапа: 31 — скарновой медно-магнетитовой, генетически связанной с топарским комплексом, 32 — гидротермальной медной, 33 — гидро-

термальной золото-барито-поллиметаллической; поздневарисийских второго этапа: 34 — грейзено-альбититовых редкоэлементных, генетически связанных с калдырманским комплексом, 35 — скарновой магнетитовой; 36 — гидротермальной полиметаллической; поздневарисийских третьего этапа: 37 — грейзено-альбититовой вольфрамо-молибденовой, 38 — гидротермальной полиметаллической; 39 — грейзено-альбититовой редкоэлементной, генетически связанной с акчатауским комплексом; 40 — скарновой магнетитовой, генетически связанной с акчатауским комплексом; 41 — месторождения: 1) железных руд (КТ — Кеньтобе — Тогай, среднее, Т — Торткуль, мелкое), 2) медных руд (Б — Беркара, мелкое), 3) полиметаллических руд (М — Муздулат, мелкое); 42 — геохимическая характеристика интрузивных пород; 43 — рудоносные площади: 1 — Койтасская, 2 — Жумагульская, 3 — Кувская, 4 — Жамантасская, 5 — Сарыбулакская, 6 — Северо-Бохтинская, 7 — Утыбайская, 8 — Кеньтобинская, 9 — Муздулатская, 10 — Бохтинская, 11 — Даутская, 12 — Аиртасская, 13 — Айгыржальская, 14 — Беркаринская, 15 — Кентская, 16 — Кушукская, 17 — Когуртасская, 18 — Буурлинская, 19 — Ушкаринская, 20 — Кенасуйская, 21 — Токрауская, 22 — Актелеская, 23 — Мийлыбулакская, 24 — Темиршинская, 25 — Бесаланская, 26 — Акбюртская, 27 — Тюлебики-Торткульская. На врезке цифрами обозначены металлогенетические зоны Чингизской провинции: 1 — Кайнарская (а — Токайская подзона), 11 — Акбастауская (б — Кувская, в — Акбюртская подзона); Джунгаро-Балхашской провинции: III — Северо-Балхашская (краевая), IV — Карадси-Темиршинская, V — Каркаралинская, VI — Северо-Токрауская

седлообразной и пластообразной формы приурочены к изгибам антиклиналей и к крыльям складок (Вольфсон, 1945).

В 1951—1955 гг. в Центральном Казахстане были проведены комплексные прогнозно-металлогенические исследования Академии наук КазССР под руководством К. И. Сатпаева. Было выделено 6 геотектонических металлогенических этапов и 51 металлогеническая формация. Обосновывалась локализация крупных месторождений в узлах пересечения или сочленения глубинных подвижных зон вблизи брахискладчатых структур, сложенных слоистыми толщами пород. Отмечалось образование главных скоплений руд цветных и редких металлов в поздневарисскую металлогеническую эпоху, к которой отнесены, в частности, Карагайлинская полиметаллическая и Акбастауская свинцово-медная формации. Для скарново-магнетитовых руд типа Кеньтюбе отмечалась связь с ранневарисскими гранитоидами и приуроченность к карбонатным фациям (Сатпаев, 1955; Русаков, Сатпаев, 1958; Щерба, 1956).

На металлогенической карте А. И. Семенова рассматриваемый район располагается на стыке Северо-Казахстанской (включающей область Чингиза) и Джунгаро-Балхашской провинций. Металлоносность сходных этапов их развития аналогична, но смещена во времени. Так, поздние и конечные этапы для первой приходятся на девон, а для второй — на пермь. На востоке района выделялась Акбастауская структурно-металлогеническая зона (Cu, Au, Pb-Zn), западнее — Чубартауская (возможно, Pb-Zn), северная окраина Токрау-Котанэмельской (Mo—W), восточные окончания Успенской и Уралбайской (Pb-Zn) и редкометальной Караобинской (Семенов, 1957).

В результате обобщения геофизических и металлометрических данных (Г. Л. Зильберт, Ю. А. Колмогоров, Г. В. Кувшинов, М. В. Куминова, А. М. Шурунова, Ю. Н. Чернов и др., 1958—1961 гг.) были намечены основные черты глубинной структуры района и выделены перспективные зоны.

Изучение медных и полиметаллических месторождений Акбастауской зоны позволило рассматривать их как колчеданные залежи, близкие к уральскому типу, но с более отчетливым структурным контролем оруденения; последнее связывается парагенетически с базальтоидным магматизмом ордовика-силура (Ким, Каюпов, 1966; Муканов, 1964; Яренская, 1963 и др.).

Западнее, в районах Успенского рудного пояса в 1962—1968 гг. проводились металлогенические исследования геологами Академии наук КазССР под руководством Г. Н. Щербы. Была выдвинута новая гипотеза о происхождении полиметаллических и железных руд пояса, согласно которой основные месторождения (в том числе Карагайлы и Кеньтюбе) являются вулканогенно-осадочными, отчасти гидротермально-метасоматическими, связаны с глубинными очагами девонского вулканизма («атасуйский тип») и подверглись метаморфизму и частичной регенерации под воздействием тектонических движений и магматизма позднего палеозоя (Щерба, 1964, 1967).

В основе современных представлений о принципах и методике металлогенических исследований лежат концепции С. С. Смирнова и Ю. А. Билибина о закономерностях развития и рудоносности земной коры. Как уже отмечалось, рассматриваемая территория в 50-х годах была охвачена региональными металлогеническими исследованиями, завершенными составлением двух металлогенических карт Центрального Казахстана. Одна из этих карт основана на принципе «комплексной структурно-региональной металлогении» (Сатпаев, 1955), т. е. на взаимосвязи магматических, тектонических и литологических факторов конт-

роля оруденения; во второй карте воплощен тезис об единообразии металлогенического развития разновозрастных геосинклинальных областей (Семенов, 1957).

Обе карты сыграли важную роль в изучении металлогении Казахстана. Положенные в их основу принципы, часто противопоставляемые друг другу, отражали различный подход к выявлению связей рудообразования с геологическими факторами. Некоторая их односторонность — игнорирование в первом случае общих металлогенических закономерностей, а во втором — конкретных особенностей развития и рудоносности регионов — несколько снизила теоретическую и практическую ценность этих карт.

Развитие металлогенических концепций за последние 10—15 лет, основанное на новых данных о закономерностях развития и рудоносности земной коры (установление различных типов геосинклинальных и соответственно металлогенических провинций, дифференцированного развития составляющих их тектонических — металлогенических — зон, рудоконтролирующей роли глубинных разломов, металлогенической специфики и унаследованного характера металлоносности отдельных областей и т. д.) позволяет во многом устранить кажущуюся противоречивость «индуктивного» и «дедуктивного» подходов к металлогеническому анализу. При этом сохраняется основной принцип причинной связи рудоносности регионов с историей их геологического развития.

Задачей среднемасштабных металлогенических исследований является выявление закономерностей и особенностей локализации оруденения в условиях данного рудного района (районов), выделение и прогноз рудных зон, узлов и полей (Шаталов, 1963). Среднемасштабный металлогенический анализ, таким образом, требует вполне конкретной интерпретации фактического материала. В рамках сравнительно небольших площадей ограничиваются возможности статистических обобщений и широких экстраполяций, повышается роль детального изучения опорных рудных объектов и анализа поисковых признаков. Полезные рекомендации по методике прогнозно-металлогенических работ в рудных районах содержатся в серии книг под редакцией Е. Т. Шаталова (Шаталов и др., 1963, 1964, 1965).

Концентрации рудных компонентов в настоящей работе подразделяются на месторождения, в свою очередь разделенные по величине, рудопроявления и точки или зоны минерализации. Рудопроявления в качественном отношении соответствуют или приближаются к понятию месторождений, отличаясь от них небольшими размерами или низкими концентрациями, исключающими возможность практического использования; сюда же отнесены объекты, не имеющие определенной оценки. Точки (зоны, участки) минерализации являются признаками полезного ископаемого.

При выборе рациональной классификации эндогенного оруденения мы приняли за основу классификацию В. И. Смирнова (Смирнов, 1967) — одну из наиболее простых и объективных, несколько детализировав ее в соответствии с конкретным материалом. Выделяются генетические группы: пегматитовая, скарновая, грейзено-альбититовая (соответствует альбититовой группе В. И. Смирнова), гидротермальная.

Типизация полезных ископаемых для целей металлогенического анализа производится путем выделения рудных формаций. Р. М. Константинов, вслед за С. С. Смирновым, определяет понятие «рудной» или «металлогенической формации» как «группы месторождений с минеральными ассоциациями сходного состава, повторяющимися в определенной последовательности на всех месторождениях данной формации

и образовавшимися в близких геологических условиях, независимо от времени образования» (Шаталов и др., 1965)¹. К. И. Сатпаев объединял в формации месторождения «...одного генетического типа, одного минералого-геохимического состава, обладающие близкими структурно-геологическими особенностями и, кроме того, имеющие один геологический возраст» (Сатпаев, 1955).

Эти определения, отражающие два наиболее распространенных подхода к выделению рудных формаций, расходятся в оценке роли геологического возраста оруденения. Для целей средне- и крупномасштабного металлогенического анализа, позволяющего произвести наиболее дробное расчленение геологической истории с выделением рудных образований сходного облика, но разновозрастных и обладающих различными закономерностями размещения в пределах одной провинции, возраст рудной формации является одной из важнейших ее характеристик.

Целесообразно включать в рудные формации также те из рудопроявлений, для которых установлены характерные определяющие признаки и допускается возможность выявления более крупных концентраций того же типа. Таким образом, под рудной формацией нами понимается совокупность месторождений и рудопроявлений, связанных общностью минералого-геохимического состава, геологических условий образования и возраста. Это относится и к нерудным ископаемым.

Рудные формации в ряде случаев непосредственно генетически связываются с геологическими — осадочными, магматическими — формациями. Для эндогенных руд чаще устанавливается лишь близость времени формирования и парагенетическая или структурная связь с интрузивными, реже вулканическими комплексами.

С увеличением детальности исследований возрастает значение прямых и косвенных поисковых признаков. Главные из них следующие.

Минералого-петрографические признаки — наличие полезных или сопутствующих им минералов как в коренных, так и в рыхлых образованиях, выходы окolorудных измененных пород (скарнов, грейзенов, альбититов, окварцованных, серицитизированных пород и т. п.), а также участки и поля гипогенно-измененных (роговики, скарны, вторичные кварциты и др.) или типергенно-измененных пород (лимонитизированных, осветленных и др.). При использовании шлиховых данных важно оконтуривать области сноса полезных минералов. В условиях Центрального Казахстана шлиховые признаки сохраняют значение в основном для металлов, ранее не определявшихся при металлометрических съемках (Hg, Au, TR). Состав и ассоциации минералов иногда позволяют судить о генетическом типе первичных концентраций.

Геохимические данные (лито- и гидрохимические) используются для изучения генетических особенностей руд, в качестве поисковых признаков, для характеристики геохимического фона геологических тел, комплексов и ассоциаций пород, а также площадей различного строения. Литохимическими поисковыми признаками служат ореолы рассеяния (поля минерализации), обычно вторичные, с аномальными содержаниями рудных или сопутствующих элементов. После предварительного отбора, с учетом геолого-геоморфологических и ландшафтно-геохимических критериев, ориентировочно оцениваются их интенсивность и масштабы.

Геофизические признаки — локальные аномалии — гравиметрические совместно с магнитными, указывающие скрытые апикальные части или выступы кровли гранитных массивов, перспективные на

¹ Здесь и ниже курсив авторов.

руды редких металлов (Моисеенко, 1959); магнитные, отмечающие магнетитовые руды, тела никеленосных гипербазитов и т. п.; электро-разведочные — на площадях, перспективных на сульфидные руды; радиометрические — для некоторых типов редкоэлементной минерализации. Повышенный радиометрический фон интрузий кислого и субщелочного состава может служить одним из показателей их редкоэлементной специализации.

В пределах исследованной территории выделяются металлогенические провинции — Чингизская и Джунгаро-Балхашская, отвечающие в историко-геологическом и структурном отношении главным тектоническим элементам края: Чингизскому мегантиклинорию и Джунгаро-Балхашской складчатой области. В Чингизской провинции выделяются Кайнарская и Акбастауская металлогенические зоны, соответствующие зонам ранневарисийских поднятий и прогибов. Металлогеническая зональность Джунгаро-Балхашской провинции также в главных чертах соответствует тектоническому районированию. Карадон-Темиршинская металлогеническая зона расположена в одноименной зоне глубинного разлома, а Северо-Токрауская охватывает остальную часть собственно Токрауской впадины. Каркаралинская и Аиртас-Канидинская¹ металлогенические зоны тяготеют к краевой зоне Джунгаро-Балхашской области.

При металлогеническом районировании, таким образом, учитываются состав и условия образования ассоциаций горных пород (осадочных, вулканогенных и интрузивных), их формы залегания, преобладающие типы оруденения и другие черты выделяемых площадей; характерные в основном для наиболее продуктивной — орогенной — стадии. Известно, что магматические и рудные образования последней обычно захватывают прилегающие части ранее стабилизированных областей. В Акбастауской металлогенической зоне по этому признаку выделяются Акбюратская и Кувская подзоны с наложением магматизма и рудоносности, свойственных зонам Джунгаро-Балхашской провинции. В пределах Кайнарской зоны выделена Токайская подзона с выходами рифейских пород и наиболее древними (вероятно, байкальскими) магматическими и рудными проявлениями.

Изучение геологических факторов при металлогеническом анализе рассматриваемой территории происходило в следующих направлениях:

1. Анализ литологических, петрохимических и геохимических особенностей осадочных, вулканогенных или интрузивных пород и их ассоциаций.

2. Изучение метасоматических образований и распределения стратиграфо-литологических комплексов и горизонтов пород, благоприятных для метасоматического замещения.

3. Изучение формы залегания пород и тектонической структуры территории с привлечением анализа региональных геофизических полей и выделением площадей развития скрытых магматических масс.

4. Выявление рудоконтролирующих разрывных нарушений.

5. Изучение общих и частных особенностей геотектонического развития территории и особенно истории магматизма, передающего общие черты развития глубинных частей земной коры и часто определяющего сквозной, наложенный по отношению к поверхностной структуре характер эндогенного оруденения.

¹ Аиртас-Канидинская зона охватывает выделенную авторами Аиртасскую зону и расположенную на юго-восточном ее продолжении Канидинскую зону аналогичного типа, выделенную В. Я. Кошкиным (1964).

6. Изучение особенностей новейшей геологической истории, обусловившие гипергенное изменение руд и глубину эрозионного среза металлогенических зон и геологических тел, во многих случаях определяюще-го оценку их рудоносности.

Использование региональных геофизических данных опирается на совокупность сведений о геологическом строении и развитии региона. Нельзя признать удачной практику металлогенических построений на основе совместного анализа рудоносности территории и региональных геофизических полей без должной геологической интерпретации последних.

При выделении более мелких рудоносных площадей возрастает значение собственно «рудных» критериев. Тенденция сохранять геолого-структурный признак для наиболее дробных металлогенических подразделений вплоть до рудных полей (Абдуллаев, Борисов, 1964) представляется не совсем верной, поскольку размещение оруденения во многом определяется особенностями глубинного строения и развития земной коры и верхней мантии, которые познаются пока лишь в самом общем виде. Детальные металлогенические подразделения выделяются нами по совокупности геологических факторов и конкретных признаков рудоносности площадей.

Более мелкие рудоносные площади не всегда вписываются в контуры более крупных; они часто приурочены к разрывным нарушениям, разделяющим тектонические зоны, к местам их сочленения, иногда располагаются под углом к их простирацию. Детальное металлогеническое районирование, опирающееся на анализ размещения рудных формаций, схарактеризовано в заключительной главе.

Конечным результатом среднемасштабных металлогенических исследований является оценка площадей, наименьшими из которых являются рудные поля и узлы. «Побочным» результатом может являться уточнение, а иногда и изменение оценки месторождений и рудопроявлений.

Оценка рудопроявлений заключается в принципиальном решении вопроса о вероятности существования на данном локальном участке промышленного оруденения. При оценке полей минерализации и аномалий основное внимание обращается на выяснение вероятного состава и типа оруденения, при этом используются типовые признаки известных рудных формаций. Отрицательная оценка не исключает использования рудопроявлений как благоприятных поисковых признаков при оценке перспективности площадей.

При оценке площадей необходимо различать их *рудоносность*, т. е. насыщенность известными рудными объектами, и *перспективность* — потенциальные рудные ресурсы, прогнозируемые до определенной глубины по совокупности поисковых критериев и признаков.

Наиболее важным моментом оценки площадей мы считаем определение контуров вероятного распространения рудных формаций. При их обосновании на открытых площадях возрастает значение прямых и косвенных поисковых признаков, на закрытых — геологической интерполяции и экстраполяции, данных буровых и геофизических работ. В зависимости от определенности (надежности) и размеров этих контуров они могут соответствовать рудным районам или зонам, рудным узлам или полям.

В общем случае на оценку перспективности площадей влияют:

а) данные о их рудоносности и насыщенности поисковыми признаками;

б) благоприятные поисковые предпосылки (геологические факторы);

в) геологическая изученность территории — детальность и качество исследований, современность методики, степень обнаженности района.

Анализ общих металлогенических закономерностей может привести к прогнозу новых типов оруденения, проявления которых здесь пока не известны. Возможности подобного прогнозирования ограничиваются отсутствием современной металлогенической карты Казахстана.

Глава V

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЯХ РАЙОНА

В данной главе рассматривается геохимическая характеристика интрузивных комплексов Балхашской провинции, вулканогенных комплексов девона, карбона-перми (и распределение меди в этих же породах в связи с вопросами генезиса медного оруденения), терригенных и вулканогенных силурийских и карбонатных фаменских отложений. Для освещения этих вопросов использованы материалы, полученные при геологосъемочных и металлогенических работах авторов, аналитические данные геологов ЦКГУ (И. В. Голиков-Заволженский, В. Н. Ларин, М. В. Минц, А. М. Подольский), гидрохимические анализы (Р. М. Антонюк) и ряд других материалов. Геохимическая характеристика основывается на результатах обработки анализов точечных и штучных проб из неизмененных пород по опорным стратиграфическим разрезам и пересечениям интрузивных комплексов¹.

Геохимическая характеристика интрузивных комплексов

В распоряжении авторов имеются данные о распределении элементов-примесей в породах нижнекаменноугольного, среднекаменноугольного (топарского), верхнекаменноугольного (калдырминского) и пермских (акчатауского и джаксытагалинского) интрузивных комплексов по Акбникскому, Бохтинскому, Кентскому, Даутскому, Темиршинскому, Мийлибулакскому массивам и отдельным дайкам джаксытагалинского комплекса (рис. 44).

Бериллий. Содержания этого элемента повышены в 1,5—2 раза относительно кларка (Виноградов, 1962) в гранитах и гранодиоритах нижнекаменноугольного и топарского комплексов, в биотитовых гранитах калдырминского комплекса и дайках джаксытагалинского комплекса. Наиболее высокие концентрации бериллия отмечаются в лейкократовых гранитах калдырминского комплекса (K^2 для Темиршинского

¹ Пробы анализировались в основном спектральным полуколичественным методом в лабораториях МГУ, ЦКГУ и некоторых других. Повторный анализ части проб и сравнение данных различных лабораторий показали удовлетворительную сходимость результатов (Кошелева, Курчавов, 1967). В меньшей степени использованы более точные полуколичественный спектральный анализ на ДФС-13 (ЦКГУ) и количественный спектральный анализ на отдельные элементы с контролем химическими методами (кафедра геохимии МГУ). Методика статистической обработки данных описана в отдельной публикации авторов (Кошелева, Дорохов, 1965).

² K — кларк концентрации — отношение среднего содержания элемента в породе к его кларку.

массива — 2,5, для Бохтинского — 3,5) и в аляскитах Кентского массива ($K = 4,2$).

Содержания свинца в гранитоидах почти всех комплексов ниже кларка более чем в два раза ($7,5 \cdot 10^{-4} - 1,1 \cdot 10^{-3}$)¹. Резко повышенные концентрации отмечены лишь в калишпатизированных гранитах Кентского и Темиршинского массивов, что соответствует данным Л. В. Таусона о концентрации свинца в калиевых полевых шпатах (Таусон, 1961).

Медь. Количества меди в породах всех комплексов понижены относительно кларка, приближаясь к нему лишь в калдырминских гранитах дополнительной интрузии Бохтинского массива. В наиболее поздних дайках диорит-порфиров джаксытагалинского комплекса содержание меди почти в 8 раз ниже кларка для средних пород.

Ванадий, кобальт, никель, хром. Концентрации этих элементов в гранитоидах всех комплексов ниже или примерно равны кларкам. Исключение составляет никель, количество которого в калдырминских гранитах Темиршинского и Бохтинского массивов в породах первой фазы примерно в два раза выше кларка, в породах последующих фаз оно постепенно уменьшается, становясь несколько ниже кларка. В дайках джаксытагалинского комплекса происходит уменьшение содержания никеля, хотя состав даек меняется от кислых к средним (более поздним).

Стронций. В нижнекаменноугольном и топарском комплексах содержания стронция резко понижены (более чем в 10 раз) сравнительно с кларком. Близки к ним и содержания стронция в Даутском массиве ($2 \cdot 10^{-3}$), еще ниже — в Актелесском массиве. Граниты Темиршинского и Бохтинского массивов характеризуются более высокими концентрациями стронция, колеблющимися около кларка. В наиболее ранних дайках сиенитов джаксытагалинского комплекса количества стронция в 4 раза выше кларка, в диоритах — в 4 раза ниже кларка для средних пород. Исходя из предположения о химическом родстве стронция с кальцием, это можно объяснить пониженным содержанием кальция в диоритах ($\text{CaO} = 4,9\%$).

Цирконий. Концентрации этого элемента в породах всех комплексов, кроме акчатауского, ниже кларка в 4—8 раз, в гранитах Темиршинского массива колеблются около кларка. Резкий скачок содержания — в 2 раза выше кларка — отмечается в аляскитах Кентского массива.

Молибден. Количества молибдена в гранитоидах всех комплексов превышают кларк в 6—8 раз, изменяясь от $6,2 \cdot 10^{-4}$ до $8,8 \cdot 10^{-4}$. Исключение составляют биотитовые граниты Темиршинского массива, где содержания молибдена несколько ниже кларка.

Редкоземельные элементы и ниобий определялись в Темиршинском, Бохтинском и Кентском массивах. Подробно поведение этих элементов разбирается в разделе «Грейзеново-альбититовая группа». Здесь же нужно отметить следующее. Для гранитов первой фазы калдырминского комплекса характерны повышенные относительно кларка содержания ниобия, иттрия, иттербия. В породах второй фазы концентрации этих элементов уменьшаются, более резко в Бохтинском массиве и незначительно в Темиршинском. Противоположно ведет себя лантан, накапливающийся в гранитах второй фазы Темиршинского массива. В аляскитах акчатауского комплекса содержания ниобия, иттрия, иттербия также значительно повышены относительно кларка.

¹ Приведенные в этой главе содержания элементов даны в весовых процентах.

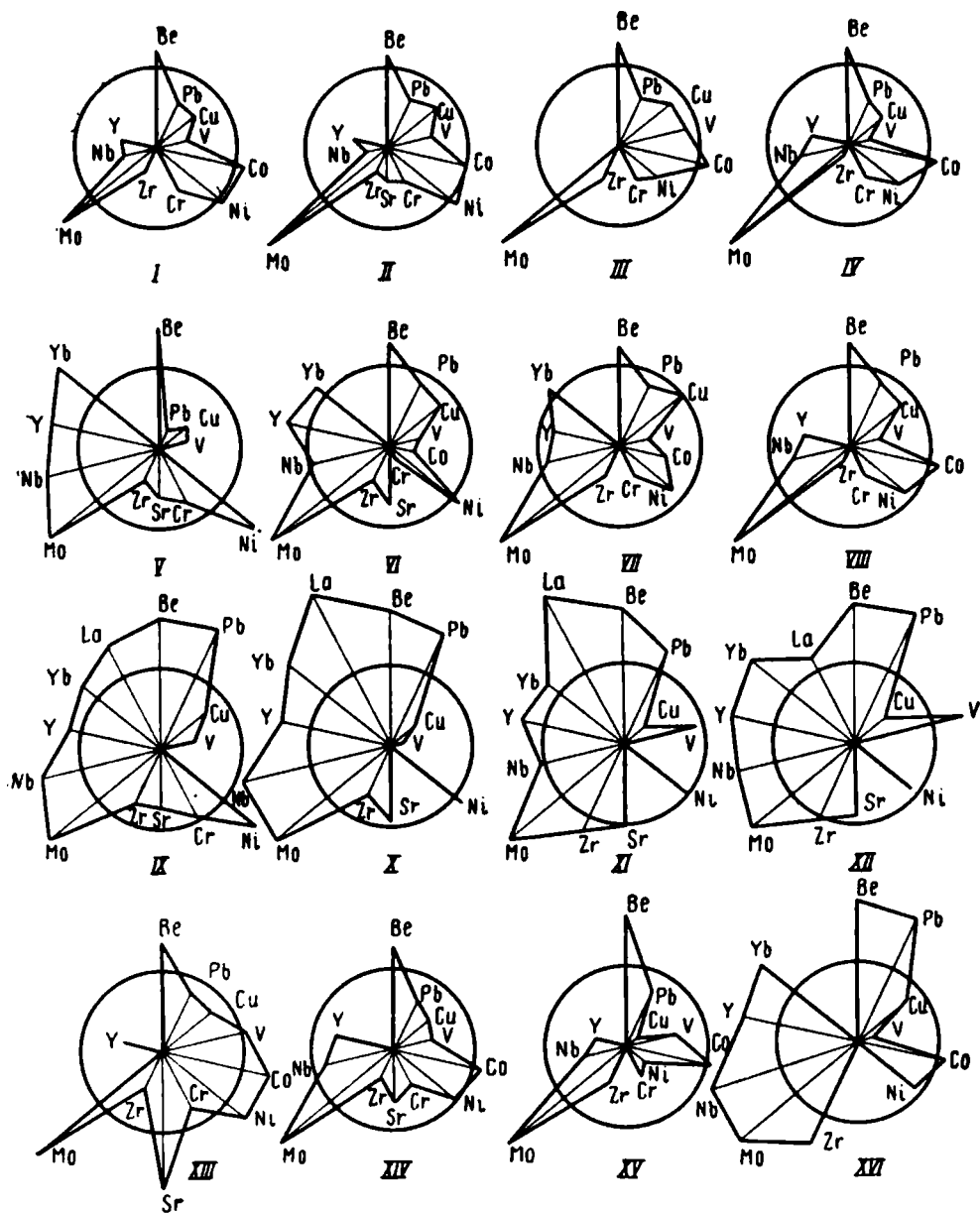


Рис. 44. Лучевые диаграммы содержания элементов-примесей в интрузивных комплексах северо-восточной части Токрауской впадины:
 I — лейкократовые граниты Акбинского массива нижнекаменноугольного комплекса;
 II — гранодиориты Бохтинского массива топарского комплекса; III — гранодиориты Кентского массива топарского комплекса; граниты калдырминского комплекса: IV — граниты первой фазы (Даутский массив), V — граниты первой фазы (Бохтинский массив), VI — граниты второй фазы (Бохтинский массив), VII — граниты дополнительной интрузии второй фазы (Бохтинский массив), VIII — граниты первой фазы (Темиршинский массив), IX — граниты дополнительной интрузии первой фазы (Темиршинский массив), X — граниты второй фазы (Темиршинский массив), XI — граниты дополнительной интрузии второй фазы (Темиршинский массив); XII — граниты второй фазы (Акбинский массив); XIII — сиениты, сиенит-порфиры джаксытагалинского комплекса; XIV — гранит-порфиры джаксытагалинского комплекса; XV — диорит-порфиры джаксытагалинского комплекса; XVI — граниты акчатауского комплекса (Кентский массив)

Для интрузивных массивов различных комплексов намечаются следующие геохимические особенности.

1. Резко пониженные относительно кларков концентрации меди, хрома, свинца, ванадия, стронция; пониженные, но близкие к кларку содержания кобальта.

2. Повышенные относительно кларка количества бериллия и молибдена в гранитоидах всех комплексов, ниобия и редких земель — в калдырминском и акчатауском, что позволяет говорить о геохимической специализации магмы на эти элементы.

3. Геохимическая однородность разных массивов топарского комплекса.

4. Близкие содержания микроэлементов в породах нижнекаменноугольного и топарского комплексов.

5. Снижение концентраций рассмотренных элементов в поздних (диоритовых) дайках джаксытагалинского комплекса по сравнению с ранними (граносиенитовыми).

6. Некоторая геохимическая обособленность акчатауского комплекса, отличающегося повышенными количествами большинства элементов по сравнению с другими комплексами.

7. Близкие величины концентраций микроэлементов в разновозрастных интрузивных образованиях, свидетельствующие о существовании геохимического родства интрузивных комплексов (рис. 44).

8. Высокие содержания бериллия и молибдена и пониженные элементы основных пород (никеля, хрома, кобальта) в гранодиоритах и диоритах, дающие возможность с учетом геологических и петрохимических данных рассматривать их как гибридизированные дифференциаты кислой магмы.

Геохимические особенности вулканогенных комплексов

Наиболее полно охарактеризовано распределение микроэлементов в вулканогенной серии карбона — нижней перми в пределах Балхашской провинции. По девонским вулканитам Чингизской провинции материалы более ограничены. Особо рассматривается поведение меди в вулканитах разного состава и возраста.

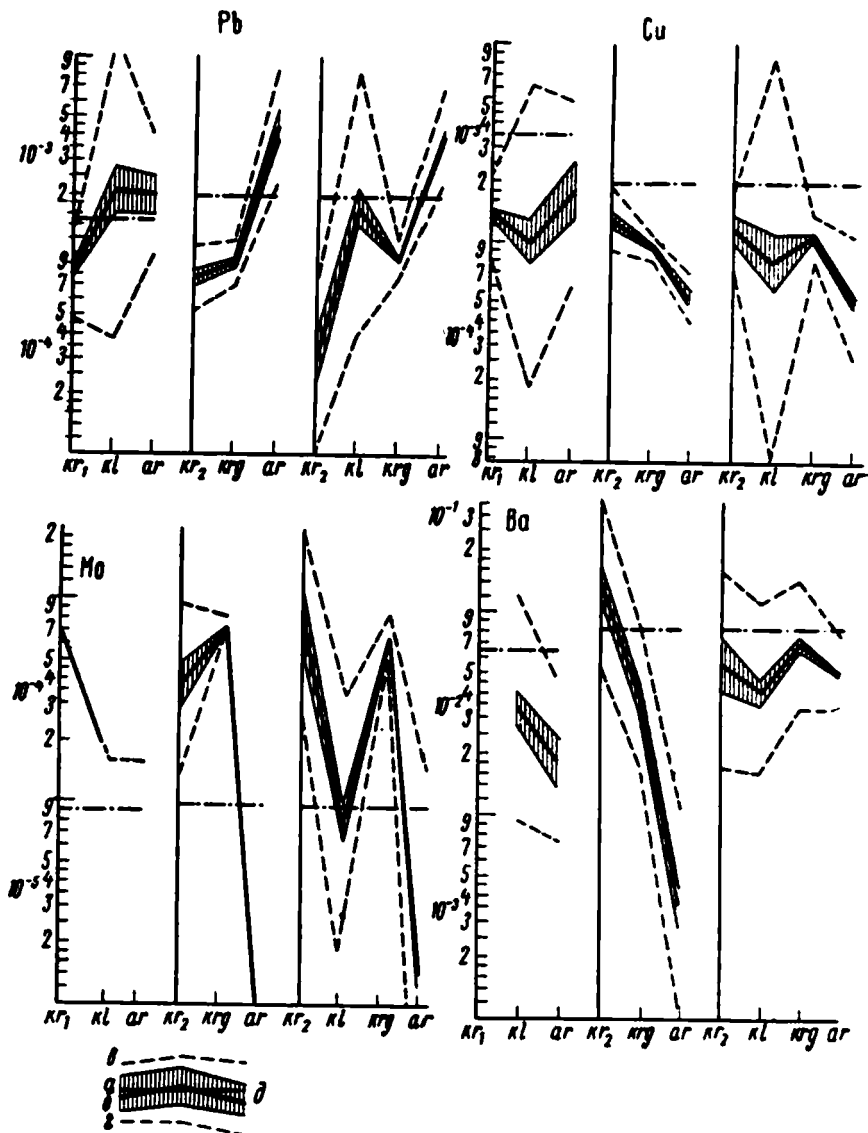
Для геохимической характеристики девонских эффузивов Чингизской провинции использованы пробы по опорным разрезам в пределах зоны ранневарисцийских прогибов (Акбастауская металлогеническая зона), отчасти вблизи ее сочленения с зоной ранневарисцийских поднятий — меденосной полосы, тяготеющей к Акбастаускому глубинному разлому. В табл. 19 приведены данные о средних содержаниях, дисперсиях, кларках микроэлементов в рассматриваемых породах, которые позволяют сделать некоторые предварительные выводы.

1. Содержания свинца повсюду ниже кларковых, особенно в породах кислого состава.

2. Медь также не дает повышенных концентраций (даже на площади меденосной зоны); особенно низки ее относительные количества в живецких андезито-базальтовых порфиритах.

3. Содержания циркония достигают кларковых только в породах дацитового состава, в остальных группах пород они составляют от 0,4 до 0,8 кларков.

4. Примерно таковы же содержания бериллия, за исключением повышенных до 2,2 кларков в андезитовых порфиритах нижнего девона.



5. Содержания иттрия и иттербия в кислых породах близки к кларку, иногда превышая его (иттрий в субвулканических липаритовых порфирах); в средних и основных породах они обычно понижены.

Вулканогенные породы карбона — перми Балхашской провинции в пределах каждой свиты разделены на три группы по кислотности: андезитовые и андезито-базальтовые разности, дацитовые, липаритовые, трахилипаритовые и липарито-дацитовые. Число проб для каждой группы колеблется от 30 до 300.

Изменения концентраций элементов-примесей в разновозрастных породах отображены на графиках (рис. 45), где по оси ординат отложены в логарифмическом масштабе средние геометрические содержания элементов, их дисперсии и доверительные интервалы вычисленных средних с вероятностью 68%, определенные по формуле $\pm \frac{S}{\sqrt{n}}$, где

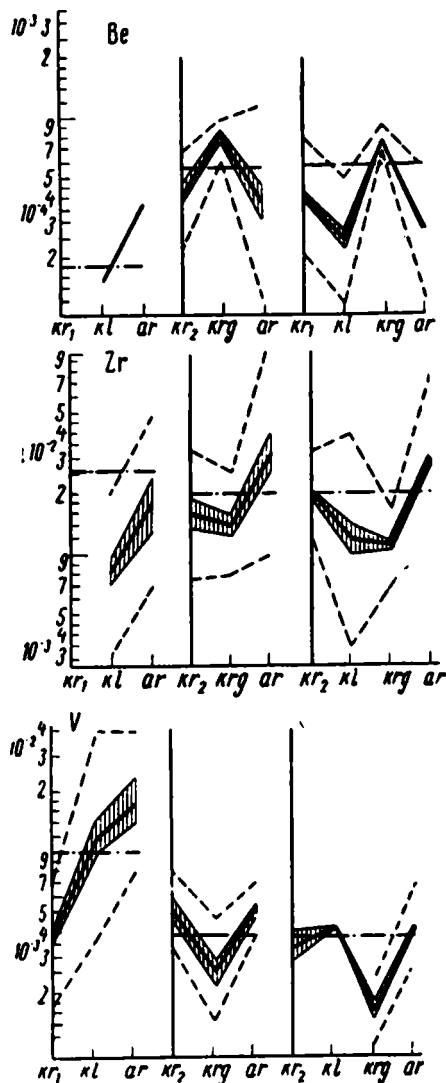


Рис. 45. Распределение Pb, Cu, Be, Mo, Ba, Zr, V в каменноугольных-нижнепермских вулканогенных образованиях: на каждом из графиков слева — андезитовые разности; в центре — дацитовые разности; справа — липаритовые разности; kr_1 — нижнекаркаралинская подсвита; kr_2 — верхнекаркаралинская подсвита; kl — калмакэмельская свита; krg — керегетасская свита; ar — архарлинская свита, a — кларк, b — средние геометрические содержаний элементов-примесей, v — положительная дисперсия, z — отрицательная дисперсия, d — доверительные интервалы

S — дисперсия, n — число анализов. На графиках показаны также кларки элементов для кислых и средних пород по А. П. Виноградову (1962).

Свинец. За исключением андезитовых разностей калмакэмельской свиты и пород архарлинской свиты для вулканогенных образований характерны пониженные по сравнению с кларком средние содержания свинца (от $3 \cdot 10^{-4}$ до $9 \cdot 10^{-4}$). В калмакэмельской свите андезитовые и липаритовые породы содержат около $2 \cdot 10^{-3}$ свинца, что близко к кларку кислых пород. Характерно общее повышение концентраций свинца по сравнению с каркаралинской свитой. В породах архарлинской свиты содержания свинца повышены не только по сравнению с кларковым, но и с аналогичными разностями других свит: в андезитовых порфири-тах — $2,1 \cdot 10^{-3}$, в дацитовых и липаритовых породах содержания его достигают $4 \cdot 10^{-3}$.

Медь. Для всех свит отмечаются концентрации меди ниже кларко-

вых при большой дисперсии её содер­жаний. Андезитовые разности кар­бона и перми содержат от $1 \cdot 10^{-3}$ до $2 \cdot 10^{-3}$ меди, в то время как в даци­товых и липаритовых породах средние ее значения колеблются в преде­лах $0,5 \cdot 10^{-3} - 1,5 \cdot 10^{-3}$.

Таблица 19

Параметры распределения микроэлементов в девонских вулканитах Акбастауского антиклинария

Элементы	Ан. 39, дацитовые порфиры и их туфы D _{1a}			Ан. 41, андезитовые порфиры и их туфы D _{1a}			Ан. 55, липаритовые порфиры и их туфы D _{1e}			Ан. 21, субвулканические породы липаритового состава D _{1e}			Ан. 18, андезит-базальтовые порфиры D _{2g}		
	C _{ср} *	ε**	K	C _{ср}	ε	K	C _{ср}	ε	K	C _{ср}	ε	K	C _{ср}	ε	K
Pb	4·10 ⁻⁴	3,7	0,2	6,5·10 ⁻⁴	4,3	0,6	9·10 ⁻⁴	3,4	ок. 0,5	1·10 ⁻³	3,4	0,5	5·10 ⁻⁴	1,6	0,7
Cu	5·10 ⁻⁴	2,6	0,2	1·10 ⁻⁴	2,4	0,3	8·10 ⁻⁴	3,0	0,4	7·10 ⁻⁴	3,0	0,35	8·10 ⁻⁴	1,9	0,1
Zr	2·10 ⁻²	1,9	1,0	1,1·10 ⁻²	2,4	0,4	1,2·10 ⁻²	2,3	0,6	1,5·10 ⁻²	2,3	0,75	8·10 ⁻³	2,1	0,8
Be	2,8·10 ⁻⁴	2,7	0,5	4·10 ⁻⁴	1,9	2,2	2·10 ⁻⁴	2,4	0,4	4,2·10 ⁻⁴	2,4	0,8	6·10 ⁻⁵	3,3	0,7
Yb	3·10 ⁻⁴	3,5	0,7	2,7·10 ⁻⁴	1,7	0,1	3,5·10 ⁻⁴	1,6	ок. 1	4,5·10 ⁻⁴	1,6	1,0	2·10 ⁻⁴	3,5	1,0
Y	3·10 ⁻³	2,8	1,0	2,8·10 ⁻³	2,7	0,8	3·10 ⁻³	2,0	ок. 1	5·10 ⁻³	2,0	1,5	7·10 ⁻⁴	5,7	0,3

* C_{ср}—среднее геометрическое содержание микроэлемента в породе.

** ε—безразмерный множитель=antlog S (S—дисперсия).

Бериллий. Концентрации бериллия почти во всех свитах ниже кларковых и колеблются от $1,5 \cdot 10^{-4}$ до $4 \cdot 10^{-4}$. Несколько повышены по сравнению с кларком его содержания во всех разностях кергетасской свиты, в андезитах архарлинской свиты они превышают кларк в два раза.

Молибден. Содержания Мо в породах каркаралинской свиты ($4 \cdot 10^{-4} - 7 \cdot 10^{-4}$) превышают кларковые. В калмакэмельских андезитовых и липаритовых разностях содержания молибдена в пределах кларка, в то время как кергетасские породы обогащены им ($7 \cdot 10^{-4}$). Количества молибдена в андезитах архарлинской свиты близки к кларковому, но кислые разности резко обеднены этим элементом (около $1 \cdot 10^{-5}$).

Барий. За исключением дацитовых разностей каркаралинской свиты для всех вулканогенных образований карбона и перми характерны пониженные концентрации бария (в андезитах — $2 \cdot 10^{-2} - 3 \cdot 10^{-2}$, в липаритах — $4 \cdot 10^{-2} - 7 \cdot 10^{-2}$). В дацитовых же разностях отмечаются значительные вариации средних содержаний: в каркаралинской свите $1,6 \cdot 10^{-1}$, в кергетасской — $3,5 \cdot 10^{-2}$, а в архарлинской свите количество бария падает до $3,5 \cdot 10^{-3}$.

Цирконий. Распределение циркония в породах характеризуется резко выраженной дисперсией. Его средние содержания варьируют от $0,3 \cdot 10^{-2}$ до $3 \cdot 10^{-2}$ с некоторой тенденцией к повышению в архарлинской свите по сравнению с более древними породами.

Ванадий. Во всех разностях каркаралинской свиты содержания ванадия достигают $4 \cdot 10^{-3} - 5 \cdot 10^{-3}$. В калмакэмельских андезитовых породах его концентрации увеличиваются до $1,1 \cdot 10^{-2}$, в то время как в липаритах ванадия гораздо меньше — $4,5 \cdot 10^{-3}$. В кергетасских дацитовых и липаритовых разностях содержания ванадия в 1,5—2 раза меньше кларка. Дациты и липариты архарлинской свиты содержат около $5 \cdot 10^{-3}$ ванадия, а андезитовые разности заметно обогащены им. ($1,8 \cdot 10^{-2}$).

Кобальт, никель, хром определялись только для андезитовых разностей и во многих пробах не обнаружены. Содержания их характеризуются значительными дисперсиями. Концентрации кобальта во всех свитах колеблются в пределах кларков, в то время как количества хрома и никеля ниже кларков.

Изложенные данные позволяют сделать некоторые выводы о распределении микроэлементов в вулканогенных образованиях карбона и перми.

1. Намечается общая тенденция к повышению содержаний свинца в породах более молодых свит по сравнению с более древними. Одновременно в пределах каждой свиты, за исключением архарлинской, концентрации этого элемента уменьшаются от основных пород к кислым.

2. Для всех пород карбона — перми весьма характерны пониженные по сравнению с кларковым содержания меди при слабо выраженной тенденции к уменьшению концентраций этого элемента в более молодых продуктах вулканизма.

3. Керөгетасская свита характеризуется повышенными содержаниями бериллия и молибдена по сравнению с другими свитами.

4. Вверх по разрезу происходит некоторое уменьшение содержаний бария с одновременным повышением его роли в кислых разностях по сравнению с более основными в пределах каждой свиты.

5. Для циркония заметна некоторая тенденция к накоплению вверх по разрезу.

6. Концентрации ванадия уменьшаются от андезитовых к липаритовым разностям. Кислые породы всех свит, за исключением керөгетасской, содержат его примерно в одинаковых количествах. В то же время наблюдается обогащение ванадием андезитов более молодых свит.

В целом для вулканогенной толщи карбона—перми Токрауской впадины вверх по разрезу наблюдается некоторое обогащение свинцом, цирконием, ванадием и обеднение медью, молибденом, барием. В пределах каждой свиты повышение кислотности продуктов вулканизма сопровождается повышением содержаний циркония, бериллия, бария и понижением меди, свинца, ванадия.

Геохимические особенности распределения меди в девонских и каменноугольных вулканогенных образованиях

В связи с приуроченностью медной минерализации к девонским вулканогенным образованиям А. Б. Веймарном и Н. Ф. Зверевой проводилось специальное изучение распределения меди в этих породах в зависимости от их состава и возраста (Воскресенская, Веймарн, 1965).

Пробы, взятые из нижедевонских, эйфельских, живетских и каменноугольных эффузивов, подверглись количественному спектральному анализу с контролем дитизионовым колориметрическим методом.

В базальтовых и андезитовых порфиритах нижнего девона содержания меди определены в 0,002 и 0,0083, в кислых эффузивах концентрации меди ниже — 0,0014—0,0015. Средние и основные вулканы эйфельского яруса содержат 0,0028—0,0047 меди, а кислые — 0,0015—0,0023. В более широких пределах колеблются количества меди в живетских породах: в андезитовых порфиритах и туфах — 0,0014—0,0028, в базальтовых и диабазовых порфиритах — 0,007, в туфогенных песчаниках андезито-дацитового состава — 0,0027. Примерно таковы же содержания меди и в каменноугольных образованиях: в средних и основных эффузивах и туфах от 0,0023 до 0,0067, в кислых — 0,0012—

0,0013. Таким образом, концентрации меди зависят не от возраста вулканитов, а от их состава, уменьшаясь от основных к кислым в соответствии с общей геохимической тенденцией поведения меди.

Средние содержания меди в различных типах эффузивных пород района приведены в табл. 20.

Таблица 20

Содержание меди в эффузивных породах

Типы пород	Количество проб	Интервалы содержаний, %	Средние содержания, %
Основные породы .	24	0,0022—0,0186	0,007
Средние породы .	18	0,0009—0,0062	0,0028
Кислые породы	16	0,0006—0,0023	0,0015
Измененные диабазовые и андезитовые порфи- риты . . .	31	0,0001—0,0019	0,0007

Из таблицы видно, что средние содержания меди в основных породах в два раза ниже кларковых по А. П. Виноградову (1962), но близки к данным Е. К. Мархинина и А. М. Сапожниковой (1962). Концентрации меди в породах среднего состава близки к кларковому, а для кислых пород — в два раза ниже. Характерны большие колебания концентраций в одном и том же типе пород, особенно в основных.

Для выяснения формы нахождения меди в основных, средних и кислых породах и породообразующих минералах определялась сера турбидиметрическим методом с предварительным отделением катионов на ионообменной смоле КЖ-2. Чувствительность метода $1 \cdot 10^{-3}\%$ серы из 1 г, ошибка метода $\pm 30\%$ для содержаний $1 \cdot 10^{-3} - 3 \cdot 10^{-3}\%$ и $\pm 10\%$ для $1 \cdot 10^{-2} - 5 \cdot 10^{-3}\%$ серы. Несмотря на большие колебания концентраций меди, намечается прямая зависимость между содержанием Си и S в порфиритах и их породообразующих минералах. Атомные отношения S : Си близки к 2 и выше, что указывает на присутствие в породах достаточного количества серы для полного связывания меди в виде сульфида (атомное отношение S : Си в халькопирите равно 2). Из баланса Си и S в порфиритах (табл. 21) видно, что на долю породообразующих минералов приходится от 20 до 70% Си. При гидротермальном изменении пород наблюдается резкое уменьшение содержаний меди и серы, но соотношение S : Си остается практически без изменения, что можно объяснить сульфидной, а не изоморфной, формой нахождения меди. Из всего этого следует, что медь в эффузивных породах, вероятно, находится в виде субмикроскопических включений халькопирита или других сульфидов.

Результаты определения фоновых содержаний меди в различных типах вулканогенных пород сводятся к следующему.

1. Эффузивные породы района, в том числе в зонах, насыщенных медными рудопоявлениями, обладают в целом пониженными по сравнению с кларками фоновыми содержаниями меди.

2. Наиболее вероятной формой нахождения меди в вулканогенных породах является сульфидная.

Геохимические особенности некоторых осадочных толщ

Ряд интересных рудопоявлений, развитых в исследованном районе и непосредственно за его пределами среди осадочных пород, приурочен

Таблица 21

Содержание Cu и S в породах и породообразующих минералах

Содержание Cu и S в породах и порфиризах											
Группа пород	№ пробы	Содержание S · 10 ⁻² , %	Содержание Cu · 10 ⁻² , %	S:Cu атомные количества	Минерал	Содержание Cu · 10 ⁻² , %	Содержание S · 10 ⁻² , %	S:Cu атомные количества	Количество элемента в минерале от его количества в породе, %		
									Cu	S	
Неизменные	диабазовые порфиристы	1	23,0	6,7	6,8	плагноклаз пироксен магнетит Всего	4,3 2,9 4,8	5,0 12,5 19,0	2,4 8,6 7,8	43	15
										7	9
										10	12
										60	36
		2	5,0	4,7	2,0	плагноклаз пироксен магнетит Всего	0,7 1,6 1,7	не опр. 5,0 5,0	— 6,2 6,2	8	—
										6	20
										6	20
										20	—
	3	3,0	4,4	1,4	—	—	—	—	—	—	
	4	6,0	4,9	2,5	—	—	—	—	—	—	
	базальтовые порфиристы	5	9,5	8,1	2,3	плагноклаз пироксен гематит Всего	1,7 3,8 11,2	не опр. не опр. 10,0	— — 1,8	16	—
35										—	
19										1,5	
6	12,5	16,2	1,5	—	—	—	—	—	—		
андезитовые порфиристы	7	3,0	4,7	1,2	—	—	—	—	—	—	
липаритовые порфиры	8	3,0	2,3	2,7	—	—	—	—	—	—	
Изменные	диабазовые порфиристы	9	2,0	0,8	5,0	—	—	—	—	—	—
	базальтовые порфиристы	10	6,5	0,5	25,0	—	—	—	—	—	—
	андезитовые порфиристы	11	2,0	0,8	5,0	—	—	—	—	—	—

Индекс воз- раста	Pb			Mn			Cr			Mo		
	Зап. зона	Вост. зона	кларк	Зап. зона	Вост. зона	кларк	Зап. зона	Вост. зона	кларк	Зап. зона	Вост. зона	кларк
S ₁ п	0,14	0,13	2,0	3,0	1,5	53	0,8	0,5	10	0,07	0,14	0,2
S ₁ в	0,2	0,13	0,8	6,0	2,5	200	0,3	0,3	20	0,07	0,13	0,14
S ₁₋₂	0,14	—	2,0	8,0	—	53	0,55	—	10	0,07	—	0,2
S ₂	0,5	—	2,0	4,0	—	53	8,0	—	10	0,9	—	0,2

* Для венлокских пород восточной зоны приведены содержания элементов в (1962). Все остальные цифры показывают средние и кларковые содержания элементов в

к отложениям силурийского, фаменского и турнейского возраста. В силурийских отложениях во многих пунктах отмечается медная минерализация (сопоставляемая иногда с «медистыми песчаниками»), а в фаменских известняках по периферии Балхашской провинции известны пластовые железо-марганцевые и барито-полиметаллические руды. Таким образом, приводимая геохимическая характеристика этих отложений прямо связана с оценкой их возможной металлоносности.

Геохимические особенности силурийских отложений, в которые включены, помимо терригенных, вулканогенные породы венлока, рассматриваются отдельно для Кайнарской (ранневарисцийских поднятий) и Акбастауской (ранневарисцийских прогибов) зон в связи с различиями типов их разрезов (табл. 22).

В Акбастауской зоне концентрации свинца, молибдена, меди и хрома в лландоверийских, венлокских и ниже-верхнесилурийских отложениях значительно ниже кларковых; к верхнему силуру содержания этих элементов резко возрастают, приближаясь к кларковому (хром, свинец) или превышая его (молибден). Количества меди остаются сравнительно низкими. Содержания кобальта и никеля по всему разрезу во много раз ниже кларковых, ванадия — близки к кларковому, достигая максимума в песчаниках лландовери. Средние содержания марганца на порядок ниже кларкового во всех породах.

В Кайнарской зоне концентрации хрома в 1,6, ванадия в 1,8, марганца в 2 раза ниже, чем в одновозрастных песчаниках Акбастауской зоны. Напротив, содержания молибдена в первой зоне в 2 раза, а кобальта в 1,6 раза выше, чем во второй. Количества свинца, меди и никеля в обеих зонах близки.

Андезито-базальтовые порфиристы венлока Кайнарской зоны характеризуются резко пониженными сравнительно с кларком для основных пород содержаниями микроэлементов (марганца и кобальта в 30 раз, хрома — в 66 раз, никеля — в 60 раз, свинца — в 6 раз, меди — в 5 раз и ванадия — в 8 раз). Концентрации молибдена в порфиритах практически отвечают кларковому.

Изложенный выше материал позволяет сделать выводы о различных геохимических особенностях сходных фациальных комплексов нижней части разрезов лландоверийских отложений в рассмотренных зонах и об отсутствии повышенных содержаний меди как в терригенных, так и в вулканогенных силурийских породах.

Данные полуколичественного спектрального анализа 112 точечных проб, отобранных из карбонатных пород фаменского яруса и нижнего

породах Акбастауского антиклинория*

Cu			Ni			Co			V		
Зап. зона	Вост. зона	кларк	Зап. зона	Вост. зона	кларк	Зап. зона	Вост. зона	кларк	Зап. зона	Вост. зона	кларк
0,8	0,9	5,7	0,16	0,17	9,5	0,1	0,16	2,0	0,9	0,5	1,0
0,55	2,0	10	0,15	0,26	16	0,13	0,16	4,5	0,58	1,2	20
0,4	—	5,7	0,27	—	9,5	0,28	—	2,0	0,7	—	1,0
0,5	—	5,7	0,22	—	9,5	0,14	—	2,0	0,65	—	1,0

андезито-базальтовых порфиритах и кларки для основных пород по А. П. Виноградову осадочных породах (содержания в 10^{-3} %).

турне в Кайнарской синклиналиной зоне, приводят к следующим выводам.

1. Комплекс элементов группы железа (никель, кобальт, хром) практически отсутствует. В небольшой части проб обнаружен ванадий (до $8 \cdot 10^{-3}$). Не установлены молибден и другие редкие металлы.

2. Содержания свинца, цинка и бария в подавляющем большинстве проб ниже чувствительности анализа. В единичных анализах отмечается от $0,8 \cdot 10^{-3}$ до $6 \cdot 10^{-3}$ свинца.

3. Средние содержания меди составляют около $1 \cdot 10^{-3}$, т. е. на уровне кларка.

4. Количества марганца колеблются от $4 \cdot 10^{-2}$ до 1,5%, в среднем около 0,5%.

Эти данные свидетельствуют об отсутствии в разрезе повышенных концентраций Pb, Zn, Ba, Fe, Mn. Результаты металлометрических исследований на площади Западно- и Восточно-Кайнарской синклинали подтверждают этот вывод и для других участков развития карбонатных пород фаменского и турнейского ярусов.

Глава VI

ОСНОВНЫЕ РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ

Описываемая территория характеризуется разнообразной неравномерно распределенной рудоносностью, общая интенсивность которой относительно невелика. Для изученной части Чингизской провинции характерна медная, реже золотая минерализация с нечетко выраженной связью с магматическими образованиями, а также рудопроявления редких элементов, связанные с магматизмом среднего палеозоя. Разнообразное оруденение Балхашской провинции связано в основном с мощными процессами позднепалеозойского магматизма. Экзогенное оруденение проявлено в районе незначительно.

Описание оруденения дается по генетическим группам. В пределах последних сначала рассматриваются рудные формации и ассоциации рудопроявлений Чингизской (от древних к молодым рудам), затем Балхашской провинций (в той же последовательности). Более подробно описаны наиболее крупные объекты и генотипы.

Рудные формации включают месторождения и проявления полезных ископаемых (в том числе и нерудных), представленных в Центральном Казахстане промышленным оруденением, или же те, для которых вероятно выявление промышленных концентраций подобного типа. От них отличаются ассоциации рудопроявлений, выделяемые при недостатке данных для обоснованной формационной характеристики.

В работе не приводятся описания некоторых видов полезных ископаемых (углей, строительных материалов и др.).

ПЕГМАТИТОВАЯ ГРУППА

К этой группе отнесены рудопроявления, связанные с гипабиссальными гранитными пегматитами верхнекаменноугольных и пермских интрузивов. В их образовании большую роль сыграла метасоматическая переработка пегматитов в грейзено-альбититовую и отчасти гидротермальную стадии процесса.

Пегматитовые рудопроявления редких элементов

Минерализация редких элементов известна в связи с пегматитами калдырминского и акчатауского комплексов.

В южной части Бохтинского массива пегматиты приурочены к гранитам дополнительной интрузии, в значительной степени альбитизированным. Здесь отмечается вкрапленность берилла в одном из пологих

пегматитовых тел, сложенном в центральной части кварцем, а по периферии последовательно — полосчатым альбитизированным пегматитом, биотито-кварцевым аплитом, альбитизированным и калишпатизированным гранитом. В кварцевом ядре встречены кристаллы берилла, в биотито-аплитовой оторочке — мелкие зерна и прожилки.

В гранитах акчатауского комплекса редкоэлементная минерализация, в том числе и в пегматитовых телах, в еще большей степени связана с процессами площадной альбитизации и рассматривается в соответствующей генетической группе.

Хрусталеносные пегматиты

В лейкократовых и аляскитовых гранитах Кувского массива выявлены небольшие тела пегматитов и кварцево-полевошпатовых жил, участки грейзенизации, высыпки мелких полупрозрачных кристаллов кварца, известны проявления аметиста в кварцевой жиле среди гранитов и скопления флюорита в скарно-магнетитовых рудах (Сохаконган).

В биотитовых и лейкократовых гранитах Бохтинского массива, обладающего малым эрозийным срезом и благоприятным пологокупольным строением апикальной части, выявлено несколько пегматитовых тел, приуроченных главным образом к альбитизированным гранитам дополнительного интрузива в юго-восточной части массива. Тела пегматитов подчинены пологим трещинам отдельности и содержат местами небольшие каверны с мелкими кристаллами кварца.

В Темиршинском массиве известны небольшие слабо дифференцированные пегматитовые тела с мелкими кристаллами горного хрусталя среди гранитов первой, реже — второй фазы.

В плохо обнаженном Кызылашинском гранитном массиве выявлены отдельные пологие залежи пегматитов с кварцевым ядром и мелкими кристаллами дымчатого хрусталя.

Наибольший интерес представляют проявления пьезооптических минералов в аляскитовых гранитах, развитых в пределах Токрауской впадины и изучавшихся многими исследователями (О. Е. Чижик, А. И. Захарченко, Ф. П. Мельников и др.). Особенности их формирования характеризуются следующим образом (Захарченко, 1965; Мельников, 1965).

Внутригранитные пегматиты возникли в заключительные стадии становления материнских гранитов, в апикальных частях массивов, где в условиях относительного тектонического покоя и замкнутости системы происходила концентрация летучих компонентов. Пегматиты ранних стадий образовались под экраном перекрывающих пород, в пологих первичных трещинах. Они обладают сильно уплощенной формой. В дальнейшем возникали линзообразные, куполовидные, изометричные и штокообразные тела с образованием блоковых структур, полевошпатовой зоны и крупных кварцевых обособлений.

Минерализованные полости со скоплениями кварца и флюорита образовались преимущественно в крупных пегматитовых телах путем переработки и переотложения материала в нижней, донной их части. Они развивались частично из остаточных растворов, но главным образом под влиянием поднимавшихся снизу высокотемпературных грейзенизирующих растворов. При этом в полостях растворения отлагались кристаллы темно-дымчатого прозрачного кварца и кристаллические агрегаты фиолетового, розового, зеленоватого флюорита, образовавшиеся при температуре от 400—500 до 200—300°, т. е. в основном в стадию грейзенизации. В более низкотемпературную, собственно гидротер-

мальную стадию в условиях открытой тектонической системы формировались кварцевые и кварцево-флюоритовые жилы, выходящие за пределы пегматитов, а также внешние, дефектные зоны кристаллов кварца. Таким образом, в хрусталеносных пегматитах пространственно совмещены продукты пегматитовой, грейзеновой и гидротермальной стадий постмагматического процесса.

СКАРНОВАЯ ГРУППА

В скарнах развиты почти исключительно железные руды и, в меньшей степени, медные и полиметаллические, связанные с наложенной кварцево- или баритово-сульфидной минерализацией.

Скарновые магнетитовые месторождения содержат подавляющую часть запасов железных руд и определяют практическое значение Каркаралинского железорудного района. Вместе с гидротермальными железорудными проявлениями они образуют вытянутую в северо-западном направлении полосу длиной до 150 км при ширине от 5 до 30 км.

Скарновые руды сгруппированы в формации, отличающиеся по составу и возрасту оруденения и являющиеся производными различных интрузивных комплексов. Во всех скарновых месторождениях и рудопроявлениях отмечается сульфидная стадия минерализации, в которой резко преобладает пирит и всегда присутствует халькопирит. В зависимости от степени проявления медной минерализации формации определяются как магнетитовые или медно-магнетитовые.

Полоса разновозрастных железорудных месторождений и проявлений приурочена к краевой части Балхашской металлогенической провинции. В прилегающих районах Чингизской провинции известны скарновые магнетитовые руды, связанные с пермскими аляскитовыми гранитами, и одно проявление — в контактовой зоне среднепалеозойских гранодиоритов.

В Балхашской провинции выделяются скарновые железорудные формации, генетически приуроченные к топарским и калдырминским интрузивным комплексам.

Скарновая медно-магнетитовая формация, генетически связанная со среднекаменноугольным топарским интрузивным комплексом

Эта рудная формация, наиболее широко представленная в описываемом районе, включает мелкие месторождения Торткуль, Акбюрат, Сарыбулак, Жамбастюбе и ряд рудопроявлений.

Наиболее крупным из них является месторождение *Торткуль*, расположенное у контакта одноименного массива. Оруденение приурочено к границе между нижней и верхней толщами фаменского яруса, различающимися по литологическому составу (рис. 46). Здесь залегает горизонт черных пелитоморфных известняков мощностью 7—9 м, которые местами замещаются известковистыми алевролитами и подверглись метасоматозу на всех участках месторождения.

Конгломераты, несогласно залегающие на фаменских отложениях и гранодиоритах и содержащие гальку и дресву этих пород, относятся к архарлинской свите.

В площадь рудного поля входит центральная часть среднекаменноугольного Торткульского массива, в котором выделяются диориты и габбро-диориты первой фазы внедрения, гранодиориты-граносиениты второй фазы и породы жильной серии. Породы первой фазы несут отчетливые черты гибридности и слагают небольшие массивы, вытянутые

в северо-западном направлении (табл. 8, ан. 514, 515). Породы второй фазы образуют основную часть массива и представлены среднезерни-

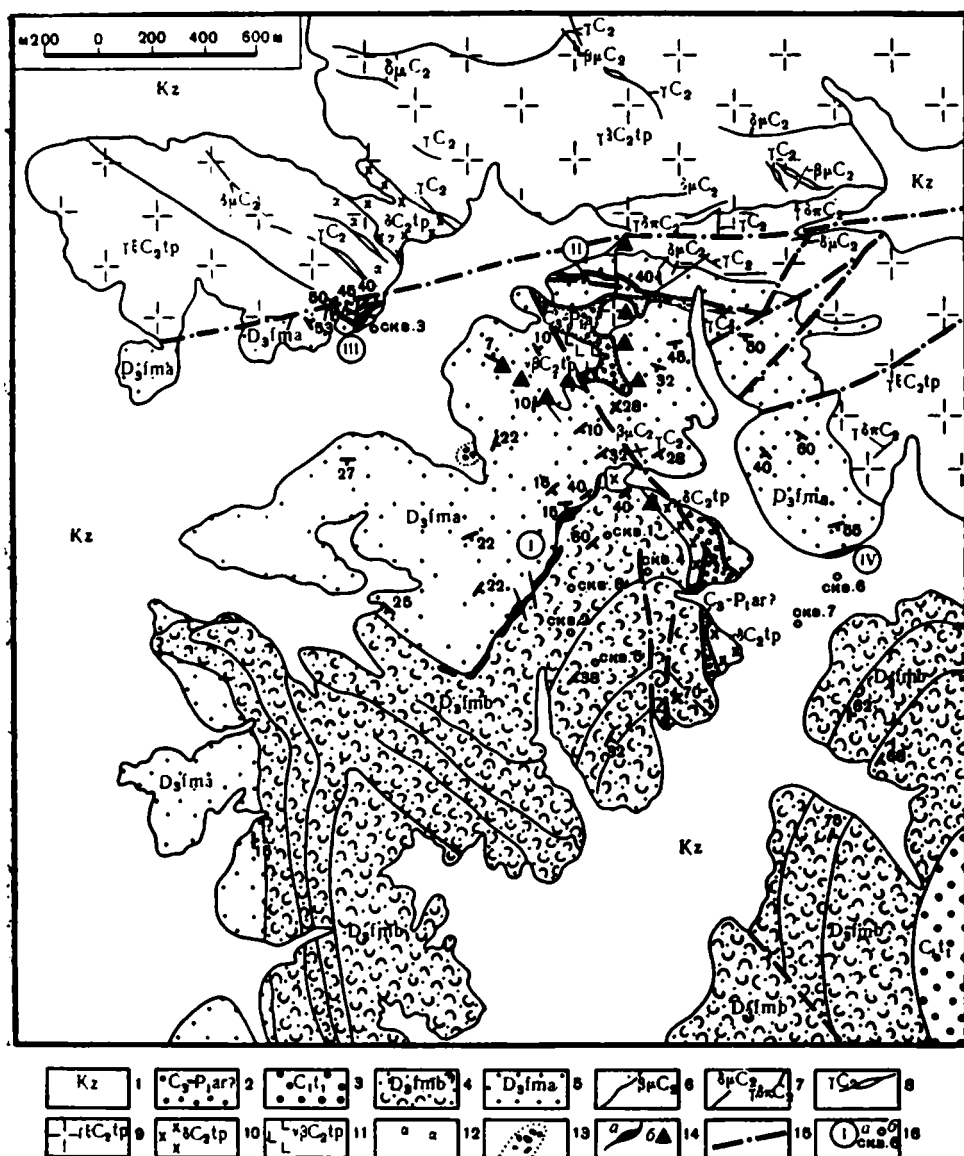


Рис. 46. Геологическая карта Торткульского рудного поля (составил А. Б. Веймарн): 1 — кайнозойские образования нерасчлененные; 2 — верхний карбон — пермь, архарлинская свита (?); конгломераты, туфогенные конгломераты, аркозы; 3 — турнейский ярус: песчаники, алевролиты; 4 — верхняя толща фаменского яруса: светлые туфиты, туфогенно-кремнистые алевролиты, туфогенные песчаники, алевролиты, алевропелиты, известняки; 5 — нижняя толща фаменского яруса: косослонистые вишнево-серые песчаники, алевролиты, алевропелиты, известняки; 6 — диабазовые порфиристы; 7 — гранодиорит-порфиры и диоритовые порфиристы; 8 — аплиты, жильные граниты; 9 — средне-крупнозернистые граносениты; 10 — диориты, сиенит-диориты; 11 — габбро-диориты, 12 — альбитизация, 13 — обломки магнетито-гематитовых руд в дельюнии; 14 — магнетитовые и гематитовые руды (α) и точки железорудной минерализации (б); 15 — разрывные нарушения; 16 — номера участков (α) и скважины разведочного бурения (б)

стыми граносиенитами и гранодиоритами (табл. 8, ан. 503). Мелкозернистые порфировидные граносиениты (табл. 8, ан. 516), слагающие прерывистые зоны северо-западного простирания, образовались в последние этапы становления массива и, вероятно, имеют автометасоматическое происхождение. В центре такой зоны обычно залегают аплиты (табл. 8, ан. 517). Породы Торткульского массива характеризуются щелочным уклоном (см. рис. 35).

Жильные породы второго этапа представлены протяженными (до 1,5 км) дайками гранодиорит-порфиров, диорит-порфиритов и мало-мощными короткими дайками диабазовых порфиритов.

Ореол контактового метаморфизма обычно не превышает первых сотен метров и проявляется в образовании кварцево-биотитовых роговиков. Значительно шире представлены процессы метасоматоза — зоны альбитизации в гранодиоритах, эпидото-гранатовые гнезда и прожилки в осадочной толще.

Рудное поле располагается на замыкании синклинали, осложненном складками более высоких порядков с наклоном слоев на крыльях от 70 до 5—10°. Разрывные нарушения имеют субширотное и северо-западное простирание и делятся на дорудные и послерудные. Оруденение выявлено на четырех участках. Рудные тела залегают согласно с вмещающими породами и приурочены к одному горизонту.

На участке I на расстоянии около 1 км выделяются 5 линзообразных рудных тел длиной 50—430 м, истинной мощностью 5—8 м, прослеженных на глубину 20—30 м (ряд скважин не добурен). Среднее содержание железа в рудах 51,18%, серы — 0,42, фосфора — 0,26% (Иванов, 1950). В рудах резко преобладает гематит, образующий мелкозернистые агрегаты и крупные кристаллы. Мартитизированный магнетит отмечается только на северо-восточном фланге — наиболее приближенном к интрузивному массиву. Присутствуют также мушкетовит, в южной части — малахит и азурит и почти повсеместно — гидроокислы железа. В кернах отмечаются также пирит, флюорит и кальцит.

По текстурным особенностям выделяются плотные плитчатые (слоистые), плотные массивные, рыхлые железослюдковые и брекчированные руды. В последних мелкозернистые руды обломков сцементированы железослюдковым цементом. Околорудные изменения пород лежачего и висячего боков проявились в окварцевании, серицитизации и образовании граната. Гранат сильно изменен, часто выщелочен. Кремнистые стяжения неправильной формы (до 40 см), распространенные в известняках на юге участка, сохранились при замещении известняков рудой в центральной и северной частях.

Развитию метасоматического рудного процесса способствовало наличие межпластовых срывов и зон дробления в известняках, хорошо наблюдаемых на северо-восточном фланге. Магнитной аномалии над участком нет.

Рудный участок II расположен в непосредственной близости от контакта с гранодиоритами. Рудное тело прослежено на 340 м, при средней видимой мощности около 10 м, и падает на юг под углом 35—45°. Содержание железа в среднем 50,1%, серы — 0,28%. Среди массивных и плитчатых руд, в которых преобладает мартитизированный магнетит, отмечаются секущие прожилки кварцево-гематитового состава. Из нерудных минералов присутствуют гранат, а также прожилки амфибола, эпидота и калиевого полевого шпата, секущие магнетитовые руды. Магнитная аномалия напряженностью до 6500 гамм продолжается на восток за пределы выходов рудного тела вдоль субширотного разлома (рис. 46).

Длина рудного тела на участке III 120 м, истинная мощность — 10—15 м. Содержание железа по канавам 52,1—63,6%, серы — от следов до 0,29%. Руды гематитовые и мартит-магнетитовые, массивные, реже полосчатые. По данным бурения, на глубине 80—90 м руды представлены эпидот-гранат-магнетитовыми скарнами с пиритом и халькопиритом и брекчиевидными более поздними гематитовыми рудами с реликтами скарнов. Соотношение минералов говорит о более позднем выделении эпидота и пирита по отношению к магнетиту. Отмечается интенсивное скарнирование и сульфидизация вмещающих пород. На поверхности подстилающие песчаники и алевролиты изменены слабо, однако перекрывающие руду сланцы осветлены, ожелезнены и содержат небольшие пустоты от выщелоченных сульфидов. Магнитная аномалия, отмеченная над участком, продолжается восточнее в пределах площади, перекрытой рыхлыми отложениями.

На участке IV, расположенном на востоке рудного поля, субширотное рудное тело прослежено на 80 м при мощности 2—3 м. Среднее содержание железа 54%, серы — 0,24%. Руды магнетит-мартитовые, часто с хорошо образованными кристаллами магнетита. Над участком выявлена магнитная аномалия интенсивностью 2000 гамм. Породы висячего бока интенсивно ороговикованы, скарнированы (гранат, эпидот, амфибол) и лирилизированы.

По генезису месторождение Торткуль отнесено нами к контактово-метасоматическому, собственно скарновому типу (Соколов, 1957). Процессы метасоматоза начались альбитизацией гранодиоритов. Образование граната и магнетита рудных тел было близко по времени. Этот процесс характеризовался четкой горизонтальной зональностью. С удалением от интрузии образование магнетита сменялось отложением гематита. Затем, после тектонических подвижек, возникали амфибол, эпидот, калиевый полевой шпат, а еще позже — сульфиды. Эти стадии минералообразования проявлены слабо. Косвенным признаком сравнительной низкотемпературности скарнового оруденения является малое содержание титана в магнетитах (см. ниже).

Отнесение В. Ф. Беспаловым (1962) месторождения Торткуль к осадочному типу было основано на изучении его только с поверхности, где гранат, амфибол, эпидот и сульфиды встречаются редко. По керну эти минералы устанавливаются повсеместно. Характерна четкая приуроченность к рудным телам вторичных ореолов рассеяния меди, свинца, кобальта, мышьяка, молибдена, что также подтверждает контактово-метасоматический генезис месторождения (Шестаков, 1965). В пользу последнего свидетельствует и отсутствие в магнетите германия (Вахрушев, 1965, Григорьев, 1965). Однако между участками I и II среди фанонских песчаников встречены маломощные (до 1,5 см) прослои гематитовых руд, для части которых возможно первично-осадочное отложение.

Мелкое месторождение Акбюрат является типичным представителем описываемой формации. Рудные тела здесь приурочены к непосредственному контакту среднекаменноугольных гранодиоритов Акбюратского массива с терригенно-карбонатными отложениями франского яруса и сосредоточены на двух участках. На юго-западном участке магнетит-мартитовые (реже гематитовые) руды прослежены на 600 м при средней мощности 3 м. В лежащем боку они контактируют с сиенит-диоритами и залегают согласно с плоскостью этого контакта и вмещающими породами (35—50° на северо-восток). Сиенито-диориты на расстоянии до 3—5 м от контакта калишпатизированы и эпидотизированы, иногда содержат магнетит. В висячем боку рудного тела залегают скар-

нированные до сплошных гранатовых и пироксен-гранатовых скарнов известняки мощностью 8—10 м с вкрапленностью и прослоями магнетита. На северо-восточном участке рудные тела занимают аналогичное положение и прослежены с перерывами на 2 км.

В рудах месторождения выявлены гематит первой генерации и замещающий его мушкетовит в ассоциации с магнетитом, а также гематит II, замещающий мушкетовит и магнетит в процессе мартитизации (Небольсин, 1965).

Месторождения *Сарыбулак* и *Жамбастюбе* расположены непосредственно к западу от описываемой территории. Рудные тела этих месторождений приурочены к различным горизонтам фаменского яруса в экзоконтактовых зонах гранодиоритов топарского комплекса. Для месторождения Сарыбулак характерно широкое развитие пирита вплоть до образования сплошных пиритовых руд.

Интенсивно проявлена сульфидная стадия (образование пирита) также на скарново-магнетитовом рудопроявлении *Котуртас*. Рудные тела здесь залегают среди рассланцованных вулканогенно-осадочных (с линзами известняков) отложений верхней части живетского и франского ярусов на контакте с гранодиоритами.

Своеобразным рудопроявлением является *Северная аномалия*. Оруденение приурочено к крутопадающей субширотной зоне дробления в сиенитах Койтасского массива (табл. 7, ан. 522). Оруденение прослеживается на расстоянии до 3 км при мощности оруденелой зоны от 2 до 50 м. Магнетит слагает маломощные (1—3 см) прожилки. Содержание железа — 6,24—38,9%. Метасоматические процессы начались с альбитизации плагиоклазов, которая сменилась калишпатизацией гранодиоритов. Последующее отложение тонкозернистого магнетита залечило зону дробления. Магнетитовые руды имеют прожилковую, реже массивную и брекчиевидную текстуры. После незначительного дробления образуется актинолит. Еще более поздняя сульфидная стадия представлена пиритом, халькопиритом, галенитом, молибденитом и другими минералами. Из нерудных минералов присутствуют апатит, флюорит, турмалин, сфен, биотит, циркон, кварц, хлорит. О соотношении оруденения с интрузивными породами говорят следующие факты. Дайки диорит-порфиритов, внедрившиеся по трещинам северо-восточного простирания (по одной из таких трещин оруденелая зона смещается на 250 м к югу), отчетливо пересекают магнетитовые руды и, хотя содержат вкрапленность сульфидов, ряд геологов (В. Д. Ковалев, В. Ф. Мельников) считает их послерудными, полагая, что сульфиды регенерированы. Во всяком случае, магнетитовое оруденение четко связывается с постмагматическими образованиями топарского комплекса.

К скарновой железорудной формации тяготеют гидротермальные гематитовые, кварцево-гематитовые рудопроявления (Ак-Тюльке, Ащизек и др.) и гематитовые руды полиметаллических проявлений, которые связываются с топарским интрузивным комплексом (см. раздел «Свинец и цинк»). Иногда в них отмечаются признаки скарирования (Карашоки). Практического интереса они не представляют.

Площадное распространение описанной формации (см. рис. 43) определяется полями развития интрузий топарского комплекса при четко проявленном стратиграфо-литологическом контроле. Оруденение приурочено к вулканогенно-осадочному комплексу живетского яруса — верхнего девона и в его разрезе — к наиболее неоднородным пачкам (чередование алевролитов, песчаников, глинистых сланцев с туффитами кислого и смешанного состава, прослоями и линзами известняков). При оконтуривании перспективных площадей принимались во внимание

проявления железного оруденения и скарнирования, поля развития интрузий топарского комплекса в сочетании с благоприятными фациями живецко-фаменских отложений, данные магниторазведочных и гравиметрических работ. Выделено 6 площадей, соответствующих намеченным здесь ранее рудным узлам (Бурштейн, Веймарн, 1964).

1. Границы Тюлебике-Торткульской площади соответствуют контактам Торткульского массива и массива гор Тюлебике с фаменскими отложениями. Северо-восточный контакт Торткульского массива, где граносениты прорывают эффузивы каркаралинской свиты, не благоприятен для локализации оруденения. Массив Тюлебике находится непосредственно к югу от рамки карты. Близ него расположены рудопоявления Тюлебике, Карашоки, Итское (Айталиев, 1941).

2. Контур Акбюратского рудного узла контролируется распространением скрытой части Акбюратского массива и мелких гранодиоритовых тел к северу от него.

3. Котуртасский рудный узел (рудопоявления Котуртас, Каратумсык, Костюбе) примыкает с востока к Карадон-Темиршинскому разлому. Его контур ограничен узкой полосой рассланцованных терригенных с линзами известняков отложений живецкого-франского возраста, прорванных небольшими штоками гранитов и гранодиоритов.

4. Границы Жумагульской площади на восточном окончании крупного широтного Койтасского массива гранодиоритов определяются контурами массива, местами выходящего на поверхность, в сочетании с площадями развития отложений фаменского и франского ярусов.

5. К южному контакту Койтасского массива приурочена площадь, в которую входят месторождения Сарыбулак, Жамбастюбе, рудопоявления Северная аномалия и Киргизия (в рамки карты попадает ее восточное окончание).

6. На шестой площади известна лишь гидротермальная железорудная минерализация. Контур приурочен к полосе отложений фаменского, живецкого и франского ярусов, прорванных гранодиоритами, и на востоке ограничивается Карадон-Темиршинским разломом.

Скарновая магнетитовая формация, генетически связанная с верхнекаменноугольным калдырминским интрузивным комплексом

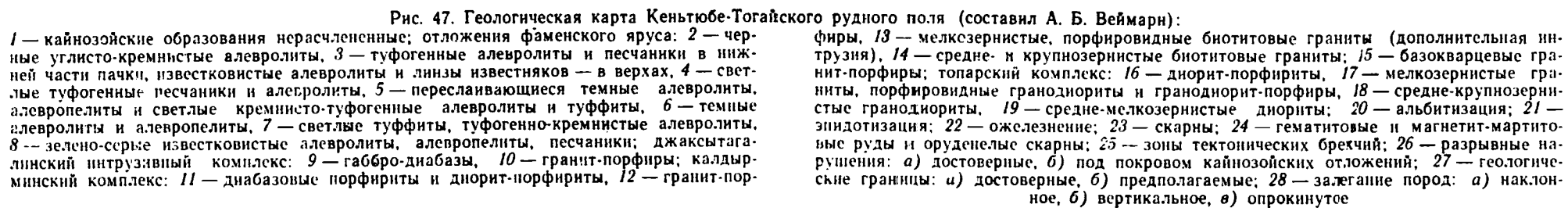
К этой железорудной формации, наиболее важной по своему промышленному значению, относятся месторождения Кеньютюбе-Тогайского рудного поля и мелкое месторождение Батыртас.

Месторождение *Кеньютюбе* было известно еще в XIX в. В 1924 г. М. П. Русаков составил его геологическую и магнитометрическую карты (Русаков, 1929). Позднее месторождение изучали: Ж. А. Айталиев, Е. А. Немов, В. Н. Иванов, С. Е. Ильющенко, А. П. Черемных, А. В. Стронтелева, А. С. Михайлов, Г. Р. Бекжанов, А. Ф. Лягоменко, Л. А. Мирошниченко, Ю. А. Шелехов, П. Н. Кобзарь, А. Г. Каримов, А. Д. Курбанов, Ю. А. Сергийко и другие. Параллельно с разведкой в 1961—1965 гг. геологическое картирование, изучение вмещающих пород и руд месторождения проводил А. Б. Веймарн (МГУ).

В стратиграфическом разрезе рудного поля выделяются 7 пачек (рис. 47), залегающих без видимых перерывов и несогласий (снизу вверх, на северо-востоке рудного поля):

Мощность, м

D₃fm a — переслаивающиеся кремнистые алевролиты и тонкозернистые, местами известковистые песчаники, темно-серые до черных .250



D ₃ fm b—	туфы, туффиты и алевролиты. Преобладают туфы липарито-дацитового состава, серые до белых. Алевролиты — черные, неслоистые, туффиты — белые, с розовым оттенком	150
D ₃ fm c—	зеленовато-черные кремнистые алевролиты и тонкозернистые песчаники, тонкослоистые в низах пачки и массивные, неслоистые в верхней части	60
D ₃ fm d—	переслаивающиеся туффиты, алевролиты и туфогенные песчаники с преобладанием первых	400
D ₃ fm e—	однородные желтовато-белые тонкозернистые туфогенные песчаники	60—70
D ₃ fm f—	эта пачка делится на две части. Нижнюю — мощностью 150 м составляют светлые туфогенные песчаники и туффиты кислого состава с прослоями черных полосчатых алевролитов. Верхняя часть мощностью около 100 м является рудовмещающей и представлена известняками и кремнистыми алевролитами — туффитами, которые подстилают и перекрывают известняки и повсеместно ороговикованы. Мощность известняков изменчива — от 80 м до почти полного выклинивания. При процессах метасоматоза известняки замещались гранатовыми скарнами и магнетитом	
D ₃ fm g—	однородные неслоистые черные углисто-кремнистые аргиллиты	> 150

В известняках пачки D₃fm f в 0,5 км к западу от Тога II обнаружены остатки фауны брахиопод плохой сохранности и кораллов. Кораллы *Tabulophyllum* sp. indet. (определение М. М. Смеловской) распространены от эйфеля до низов карбона. В 1965 г. Н. В. Шапошникова в алевролитах пачки g непосредственно над рудным телом обнаружила остатки брахиопод, пелеципод, кринонидей, трилобитов. Среди брахиопод М. В. Мартыновой определены *Rugosochonetes* cf. *hardrensis* Phill., *Aulacella* cf. *interlineata* (Sow.), *Pustula* cf. *ulentensis* Nal., *Ambocoelia umbonata* (Congr.), которые указывают на фаменский возраст. Пелециподы *Aviculopecten* sp., *Cypricardina* sp., (определение Е. И. Баженовой) встречаются в девоне и карбоне. Трилобиты *Cyrtosimbole* sp. (определение Е. С. Левицкого) указывают на фаменский ярус и нижнее турне. В 15 км к западу, в основании толщи, сопоставимой с разрезом рудного поля, обнаружена фауна цефалопод, указывающая, по определению Б. И. Богословского, на нижнюю часть верхнефаменского подъяруса. Таким образом, описанный разрез может быть отнесен к верхней части фаменского яруса.

Кайнозойские отложения достигают мощности 40—60 м, а в долине р. Кадыр — 110 м.

Интрузивные породы рудного поля входят в северное окончание Кентского массива и относятся к топарскому, калдырминскому и джаксытагалинскому интрузивным комплексам.

Топарский комплекс представлен гранодиоритами, диоритами и породами жильной серии. Диориты первой фазы внедрения неравномерно зернисты и состоят из роговой обманки и плагиоклаза. Гранодиориты второй, основной, фазы — среднезернистые породы гипидиоморфной структуры, состоящие из плагиоклаза — олигоклаза № 18—25 (40%), калиевого полевого шпата (25%), кварца (17%), роговой обманки (15%) с реликтами пироксена, офена (до 2%), рудных и аксессуарных минералов (3%), иногда биотита (см. табл. 8, ан. 3-18, М, А-4). Непротяженные и невыдержанные по мощности дайки гранодиорит-порфиры и гранитов топарского комплекса и переходные между ними разности имеют северо-восточное простираание. Более поздние дайки диорит-порфиринов выделяются в западной части рудного поля.

Особую группу составляют дайки и штоки базокварцевых гранит-порфинов, имеющие субширотное простираание при пологих в южных румбах углах падения, часто межпластовые. Редкие вкрапленники представлены плагиоклазом, биотитом, калиевым полевым шпатом, очень

редко кварцем и амфиболом. Основная масса фельзитовой, сферолитовой, микропйкилитовой структуры сложена кварцем, калиевым полевым шпатом, плагиоклазом, биотитом. Акцессорные: циркон, сфен, апатит, рудные минералы. Иногда в краевых частях даек наблюдается флюидальность. Обычно это розовые породы, при пересечении черных углисто-кремнистых алевролитов они приобретают светлую (до белой) окраску. По химическому составу близки к обычным гранитам (табл. 23, № 535). Базокварцевые гранит-порфиры прорывают породы топарского комплекса и, в свою очередь, срезаются калдырминскими гранитами, образуя субширотный пояс, уходящий к западу за пределы рудного поля.

Биотитовые граниты калдырминского комплекса, прорывающие гранодиориты, слагают южную часть рудного поля. Они относятся ко второй фазе внедрения и обладают всеми присущими ей и сходными для различных массивов характеристиками. Дополнительные интрузии второй фазы представлены несколькими пологозалегающими телами мелкозернистых порфировидных гранитов (табл. 10, № 3-1, 3-4). Дайки жильных гранитов первого этапа маломощны и не протяженны. Дайки второго этапа представлены гранит-порфирами, диорит-порфиритами и диабазовыми порфиритами (табл. 23, № 6119). Протяженная дайка гранит-порфиров из этой группы в центральной части рудного поля повсеместно грейзенизирована и пересекается неизменной дайкой гранит-порфиров джаксытагалинского комплекса. Джаксытагалинские гранит-порфиры пересекают и дайку калдырминских диорит-порфиритов (табл. 23, № 3-3) в районе горы Карасуран.

Таблица 23

Химический состав интрузивных пород Кенъютубе-Тогайского рудного поля*

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₂	Сумма	H ₂ O
М-2	63,74	0,34	16,93	1,29	2,3	—	1,4	4,5	7,28	1,78	0,33	—	100,77	0,08
535	71,8	0,33	13,93	1,09	1,34	0,10	0,36	1,40	3,55	5,62	0,03	0,04	100,1	0,25
12-3	73,86	0,19	14,01	0,52	0,81	0,05	0,31	0,99	3,38	3,36	—	—	98,16	—
543	76,14	0,20	13,5	0,06	1,00	0,04	сл.	1,25	6,61	0,24	0,04	0,1	99,86	0,1
3-17	80,14	0,12	10,01	0,32	0,48	—	0,1	0,43	4,18	3,48	—	—	99,85	—
3-9	76,46	0,09	13,27	0,16	1,29	0,02	—	1,59	7,42	0,18	—	—	100,39	0,09
3-3	57,92	0,68	17,21	3,2	3,42	0,24	3,02	5,36	3,02	1,86	—	—	99,66	—
6119	53,88	1,88	16,44	4,85	4,96	0,28	3,53	7,15	3,54	0,96	1,18	—	100,26	0,33
3-7	72,41	0,24	12,45	0,73	2,37	0,05	0,25	2,47	2,97	5,22	—	—	100,93	0,35
3-15	75,28	0,14	13,10	0,92	0,48	—	0,1	0,43	2,83	5,16	—	—	99,85	—

Примечание. М-2—альбитизированный гранодиорит; 535, 12-3—базокварцевые гранит-порфиры; 543, 3-17, 3-9—измененные базокварцевые гранит-порфиры; 3-3—диорит-порфирит; 6119—диабазовый порфирит; 3-7, 3-15—гранит-порфиры. Анализы 12-3, 3-17, 3-9, 3-3, 3-7, 3-15 выполнены в спектрохимической лаборатории геологического факультета МГУ; 535, 543, 6119—РОСНИИМС; М-2—анализ Л. А. Мирошниченко (1965).

* См. также анализы 3-18, А-4, М, 1247, 3-4, 3-1, 3-2, 536, 534, 540, 3-5, 3-10 в табл. 8, 10, 12.

К джаксытагалинскому комплексу отнесены дайки гранит-порфиров и габбро-диабазов северо-восточного простирания, протяженные, мощностью до 10—15 м, с крутыми углами падения. Гранит-порфиры отличаются постоянным присутствием вкрапленников кварца и крупно-таблитчатого калиевого полевого шпата; плагиоклаз редок. Структура

основной массы сферолитовая, микропегматитовая, реже — микросферолитовая, микрогранитовая. В основной массе присутствует в небольшом количестве биотит. По химическому составу гранит-порфиры близки к аляскитам (см. табл. 12, № 536, 3-2). Своеобразны дайки габбро-диабазов, по внешнему облику напоминающие диориты, часто с розовым полевым шпатом. Они состоят из пироксена и измененного, чаще всего альбитизированного полевого шпата, иногда с реликтами калиевого полевого шпата. Среди темноцветных иногда присутствуют амфибол и биотит. Часто отмечаются миндалины, выполненные кварцем, эпидотом, хлоритом. По химическому составу (см. табл. 12, № 534, 540, 3-5, 3-10) эти дайки тяготеют к основным щелочным породам (эссексит-диабазам и тефритам).

Структура Кеньтубе-Тогайского рудного поля определяется крупной синклинальной складкой фаменских отложений субширотного простирания, осложненной разрывными нарушениями (см. рис. 47). Южное крыло складки частично уничтожено гранитным массивом. Ядро слагают углисто-кремнистые алевролиты пачки g. В восточной части рудного поля ось складки меняет простирание с широтного на северо-восточное с одновременным воздыманием шарнира. Углы падения на северном крыле синклинали в пределах месторождения Кеньтубе крутые — от 50° и более, ближе к ядру достигают 90°, местами залегание пород опрокинутае. На южном крыле углы падения обычно не более 50°. На северо-восточном замыкании складки слои выполаживаются иногда до 5—10°. В западной части рудного поля южное крыло синклинали осложняется мелкими складками, к одной из которых приурочено месторождение Тогай II.

В восточной части рудного поля северный контакт гранодиоритов, по данным бурения, круто падает в сторону вмещающих фаменских пород. Южнее гранодиориты прорываются гранитами калдырминского комплекса, кровля которых (по геофизическим данным) полого падает к северу.

Наиболее ранними дизъюнктивными нарушениями являются зоны тектонических брекчий. Таких зон выделено четыре. Ширина их доходит до 300 м, длина до 1000 м. Нам кажется вероятным происхождение этих зон, как трещинных приконтактовых структур, связанных с остыванием интрузивного массива. Они не продолжают внутрь массива и образовались в «дорудное» время, так как раздробленные породы скарнируются и цементируются амфиболом и гранатом.

К более поздним нарушениям относятся субширотные трещины, пологопадающие на юг, часто межпластовые с неровными контактами, малоамплитудные, залеченные дайками базокварцевых гранит-порфиров. Еще более молодые субширотные крутопадающие разрывы, по которым смещены дайки базокварцевых гранит-порфиров, проявлены в северном крыле синклинали и на месторождении Тогай II. Судя по ожелезненню и скарнированию вдоль них, эта группа нарушений является дорудной. Весьма вероятна их рудоконтролирующая роль. Самые поздние нарушения имеют главным образом северо-восточное простирание и крутое падение. На месторождении Тогай их простирания субмеридиональные. Эти разрывы имеют сколовый характер и амплитуду перемещения до первых сотен метров. Они часто залечены дайками джаксытагалинского комплекса. Большая часть северо-восточных нарушений послерудная.

В пределах рудного поля туфогенно-осадочные породы контактово-метаморфизованы. Аргиллиты и содержащие глинистый материал алевролиты и песчаники переходят в биотитовые, кварцево-биотитовые

роговики с тем или иным количеством полевого шпата. Туфогенно-кремнистые породы превращены в кварц-полевошпатовые, главным образом кварцево-альбитовые, роговики. Известняки мраморизованы.

Метасоматические процессы затронули как интрузивные, так и осадочные породы. Метасоматоз максимально проявлен в горизонте известняков верхней части туфогенно-осадочной пачки I на границе ее с черными углисто-кремнистыми алевролитами в южном крыле синклинали Кенъябе. Мощность метасоматитов 100—150 м. Центральную часть составляют массивные магнетитовые руды, окаймленные гранат-магнетитовыми скарнами небольшой мощности с эпидотом, реже пироксеном, амфиболом, альбитом. Безрудные метасоматиты представлены скаполитовыми, альбитовыми, пироксеновыми, гранатовыми, эпидотовыми, амфиболовыми разностями. Переходы от метасоматитов к роговикам лежащего бока постепенны. Здесь развиты полосчатые (скарнированные) роговики с полосками, обогащенными пироксеном, эпидотом, гранатом, амфиболом. В перекрывающих черных углисто-кремнистых алевролитах метасоматоз проявлен слабо. В 100—200 м от западного окончания рудного тела наблюдаются лишь маломощные (5—10 м) метасоматиты на контакте известняков и кремнисто-туфогенных пород. На месторождении Тогай I метасоматические изменения приурочены к тому же горизонту, что и на Кенъябе. На поверхности только в восточной части рудной залежи отмечены реликты гипергенно-измененных гранатовых скарнов, но в скважинах среди скарнированных роговиков встречены гранатовые скарны с эпидотом и кальцитом. На Тогае II магнетитовые руды окружены скарновой оторочкой мощностью до 5 м, состоящей из граната с довольно большим количеством эпидота, кварца, реже — амфибола и кальцита.

Морфология и условия залегания рудных тел. Рудные тела сложены богатыми массивными магнетитовыми (у поверхности мартитовыми) рудами. Бедные руды (скарны с магнетитом) обычно образуют оторочку вокруг богатых руд, реже — самостоятельные небольшие тела. Почти все запасы на месторождении Кенъябе сосредоточены в линзообразном рудном теле длиной 1600 м восток-юг-восточного простирания в южном крыле синклинальной складки. Его восточная часть перекрыта кайнозойскими отложениями. Основное рудное тело тяготеет к висячему боку зоны скарнированных пород. Падение северное, в западной части — 75—77°, в восточной — 40—45°. На восточном фланге рудное тело не выходит на поверхность палеозойских пород. Здесь отмечается склонение тела к востоку с одновременным переходом его на глубину в призамокную часть синклинали и выполаживанием с углами падения до 20—30°. Рудное тело разбито нарушениями северо-восточного простирания на четыре блока. Мощность рудного тела в западном блоке на поверхности 15—30 м, на глубине 150 м — 3—5 м. Бедные руды местами окаймляют массивные и формируют в лежащем боку второе рудное тело мощностью до 25 м. Мощность рудного тела между вторым и третьим разломами на поверхности 50—80 м, на 100—150 м начинается выклинивание. В лежащем боку отмечаются бедные руды мощностью до 15 м. Восточнее мощность рудного тела на поверхности — 40—45 м, на глубине 200 м — первые метры. Рудное тело переходит из центральной части скарнированной пачки в ее висячий бок. На глубине 500—600 м мощность богатых руд более 30 м, что принципиально важно для оценки месторождения. В восточном блоке мощность двух слепых рудных тел на глубине 100—160 м — 50—70 м. В метасоматитах северного крыла синклинали руды пока не обнаружены. На востоке рудного поля (участок Д-27) сложная форма рудных тел определяется сочетанием замы-

хания синклинали с зоной брекчий северо-западного простирания и выступом массива гранодиоритов.

Линзообразное субширотное рудное тело на месторождении Тогай I круто падает к северу. Его длина 200 м; мощность в западной части 50 м, к востоку рудное тело выклинивается. С запада оно ограничено субмеридиональным разломом, с севера — субширотным. Разведано до глубины 70—100 м. Мощность уменьшается с глубиной.

Рудопроявления Тогай II и III не разведаны на глубину. Субширотное рудное тело на Тогае II прослежено на 180 м при средней мощности 18 м, а рудное тело Тогай III, имеющее северо-западное простирание, на 400 м при мощности 1—3 м.

На Кеньютубе-Тогайском рудном поле выделяются три типа руд: богатые первичные магнетитовые руды с примесью сульфидов и скарно-вых минералов, богатые маритовые руды зоны окисления, не содержащие сульфидов, и бедные руды с большим содержанием нерудных скарных минералов.

Минеральный состав руд. Наиболее ранний и самый распространенный рудный минерал — магнетит. В массивных рудах преобладает мелкозернистый — 0,001—0,4 мм, в бедных вкрапленных рудах — до 1,5 мм. Устанавливается несколько генераций магнетита: I — слагающая основную массу руды; II — обычно более крупнозернистая (1—10 мм), ассоциирующая с секущими I генерацию амфиболовыми прожилками. Отмечаются также прожилки мелкозернистого магнетита, секущие магнетит II и более поздняя генерация в ассоциации с халькопиритом и сфалеритом. Магнетит I выделяется непосредственно после граната I и сечется прожилками сульфидов. На поверхности магнетит замещается маггемитом и мартитом.

Пирротин составляет около 2—3% руд и образует прожилки и гнезда в магнетите размером до 4—5 мм. Часто с ним ассоциируют более поздние пирит, халькопирит, сфалерит, арсенопирит. Характерно замещение пирротина марказитом, а затем пиритом. Нередко пирротин встречается в кремнисто-углистых алевролитах.

Форма выделений и распространение пирита примерно такие же, как пирротина. Размер зерен десятые и сотые доли миллиметра, редко до 5 мм. Отмечаются прожилки пирита с флюоритом и калиевым полевым шпатом.

Арсенопирит редок, образует гнезда (до 2,5 см), состоящие из зерен от 0,02 до 1—3 мм. Образование арсенопирита близко к пириту, но заканчивается раньше. Иногда он замещает пирротин.

Халькопирит широко распространен, но не дает скоплений. Характерны прожилки до 0,6 мм, сложенные зернами 0,002—0,07 мм. Халькопирит сечет магнетит I, пирротин, пирит и арсенопирит.

Сфалерит обычно ассоциирует с халькопиритом, хотя встречается гораздо реже.

Молибденит редок; обнаружен среди скарнов в ассоциации с пиритом, пирротинном, арсенопиритом, халькопиритом и сфалеритом. Образует радиально-лучистые агрегаты (1 мм) или чешуйки размером 0,002—0,04 мм, местами пересекающие зерна пирита; взаимоотношения с другими сульфидами не установлены.

Галенит заключен в крупные зерна пирита или ассоциирует с ним. Размер 0,035—0,05 мм. Встречается редко.

Крупночешуйчатый гематит очень обилен на поверхности месторождения Тогай I. Помимо псевдоморфоз по магнетиту гематит изредка отмечается в ассоциации с сульфидами.

В рудах месторождения отмечены висмутин, а также кобальтин (Л. А. Мирошниченко), шеелит и золото (Ю. А. Сергийко и А. Д. Курбанов).

Зона окисления изучена слабо. Преобладает мартит, присутствуют гетит, гидрогетит, лимонит, очень редко малахит.

Скаполит — один из ранних метасоматических нерудных минералов, иногда слагает почти мономинеральную породу с зернами до 0,5 см. Однако чаще он образует крупные неправильной формы выделения в пироксен-скаполитовых метасоматитах, а пироксен, вероятно, несколько более поздний, слагает мелкие зерна в нем. Состав скаполита, по данным П. Н. Кобзаря, близок к маршалиту.

Пироксен (диопсид-геденбергит) распространен широко, но крупных скоплений не дает. Замещается гранатом, амфиболом.

Гранаты (андрадит-гроссулярового ряда с окраской от почти черной до розовато-бурой) широко распространены в ассоциации с другими минералами и в мономинеральных скоплениях кристаллов размером до 5—10 см. Гранаты часто анизотропны, с зональным строением. Преобладает гранат I, образовавшийся после пироксена, но до магнетита I и амфибола; гранат II, секущий амфибол и эпидот, редок.

Амфиболы широко распространены. Они образуют крупные агрегаты темно-зеленых шестоватых кристаллов размером до 5 см и мелкие зерна, замещающие пироксен. Большая часть амфиболов занимает промежуточное положение в ряду графит — актинолит, реже они относятся к роговым обманкам, частично уралитового типа.

Эпидот присутствует почти повсеместно, иногда давая мономинеральные агрегаты; размер зерен от 0,02 до 1—2 мм; образовался позже магнетита и амфибола.

Кроме перечисленных нерудных минералов распространены альбит, кальцит, кварц и хлорит, нередко встречаются калиевый полевой шпат, флюорит, сфен, апатит, пренит, апофиллит, цеолиты, ильваит, очень редки волластонит, везувиян и, по данным Л. А. Мирошниченко, аксинит и гастингсит.

Структура и текстура руд. Богатые первичные магнетитовые руды имеют массивно-зернистое сложение и образованы магнетитом I, реже магнетитом II. Сульфиды в них распространены неравномерно в виде прожилков и гнезд. Как самостоятельный тип сульфидные руды не выделяются. Окисленные мартитовые руды пористы, поры заполнены гидроокислами железа. Граница между зонами первичных и окисленных руд условно проводится на глубине 20 м. Для бедных руд характерны вкрапленные, прожилково-вкрапленные и полосчатые текстуры. В них отмечаются те же сульфиды, что и в первичных богатых рудах. Руды Кеньтюбе-Тогайских месторождений высококачественные. В богатых первичных рудах Кеньтюбе средние содержания железа — 62,06%, серы — 2,16%; фосфора — 0,05%; V_2O_5 — 0,04%; TiO_2 — 0,19%; MnO — 0,36%; в богатых окисленных: Fe — 59,61%; S — 1,07%; P — 0,21%; V_2O_5 — 0,07%; TiO_2 — 0,10%. В бедных рудах, содержащих более 30% железа, среднее содержание Fe — 39,37%; S — 1,26%; P — 0,07%; V_2O_5 — 0,03%; TiO_2 — 0,21%; MnO — 0,025%. На Тогая I и II содержание Fe несколько ниже (Сергийко и др., 1967).

Геологические условия образования оруденения. Метасоматическим процессам, приведшим к образованию руд, предшествовало формирование складчатой и разрывной структуры рудного поля. Складкообразование сопровождалось появлением межпластовых срывов и мелкой трещиноватости в анизотропной осадочной толще. Со становлением интрузий, вероятно, связано образование зон брекчий. В дорудное время

образовалось также большинство субширотных разрывных нарушений. Внедрение гранодиоритов, а затем калдырминских гранитов крупного Кентского массива привело к интенсивному ороговиванию фаменских отложений и возникновению длительно существовавшей термической аномалии.

Интенсивный метасоматоз начался с процессов альбитизации, захватившей гранодиориты (табл. 23, № М-2), базокварцевые гранит-порфиры (табл. 23, № 543, 3-17, 3-9) и вмещающие, главным образом алюмосиликатные, породы. Следующая стадия метасоматоза привела к образованию скаполита. Несколько позже образуются гранат и пироксен, а затем — основная часть магнетитовых руд. Метасоматические процессы интенсивно проявились в обоих крыльях синклинали Кеньтюбе, но главное рудное тело локализовано в южном крыле, что может объясняться его большей структурной подготовленностью или более благоприятным соотношением алюмосиликатных пород и рифогенных известняков, которые замещались магнетитом. Немаловажную роль могла сыграть и большая удаленность северного крыла синклинали от интрузивного контакта.

Вслед за Г. А. Соколовым и Д. И. Павловым (1964) мы допускаем, что перенос железа осуществлялся в виде комплексных фтористых и хлористых соединений при участии натрия, о чем свидетельствуют широкая альбитизация и распространенность фтор- и хлорсодержащих минералов — скаполита, апатита и флюорита. После дробления образуются минералы следующей стадии — эпидот и амфиболы, и после нового дробления — сульфиды. Последовательность в сульфидной стадии сводится к ряду: пирротин, пирит, арсенопирит, халькопирит, сфалерит, молибденит, гематит. Они сопровождаются кварцем, кальцитом, флюоритом и калиевым полевым шпатом.

Соотношение даек с оруденением на месторождении характеризуется следующим. Базокварцевые гранит-порфиры, помимо описанной выше альбитизации, на контакте с рудой изменены (окварцованы, перекристаллизованы), содержат прожилки магнетита, эпидота и сульфидов и, следовательно, являются дорудными. Внедрение даек джаксытагалинского комплекса происходит при новом плане деформаций. В пределах рудного тела в гранит-порфирах наблюдается сильная серицитизация (табл. 23, № 3-7, 3-15), в диабазах — калишпатизация, в тех и в других — сульфидизация.

В протолочных пробах из джаксытагалинских даек на некотором удалении от рудного тела пирит отмечается лишь в единичных знаках; в местах пересечения с рудой содержание его достигает 2000—3000 г/т; возрастает также количество флюорита, отмечен сфалерит.

Сравнение пирита из руд и из даек, по данным полуколичественных спектральных анализов мономинеральных фракций (табл. 24), показывает, что состав и содержание основных примесей в них, в общем, близки. Отсюда можно сделать вывод о наложении поздних этапов сульфидной стадии минерализации на дайки джаксытагалинского комплекса.

Непосредственных взаимоотношений оруденения с гранитами калдырминского комплекса в пределах рудного поля нет. Однако, исходя из закономерного присутствия сульфидной стадии в процессе скарнообразования и наложения ее поздних этапов на джаксытагалинские дайки, представляется возможным генетически связывать оруденение месторождения Кеньтюбе с калдырминским комплексом. Тем более, что в 10 км к востоку на месторождении Батыртас аналогичное оруденение приурочено к контакту скарнированных калдырминских гранитов. Ряд

геологов (П. Н. Кобзарь, Л. А. Мирошниченко, А. Д. Курбанов) генетически связывают месторождение Кеньтюбе с топарским комплексом.

Таблица 24

Содержание микроэлементов в пирите месторождения Кеньтюбе (10^{-3} %)

Элементы	Пирит руд			Пирит даек		
	2110	К-П	541-A-2	543	3-7	540
Be	—	—	0,6	0,6	—	—
As	150	—	10	80	80	—
Pb	6	4	60	8	8	6
Cu	3	100	10	10	1	3
Co	10	10	10	6	8	8
Ni	6	3	6	2	0,6	4
Mo	0,6	—	—	—	—	—
Ga	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6
Mn	8	8	8	8	4	4
Ti	3	2	1	10	10	2
Bi	8	3	1	2	1	0,6

Примечание. Sn, Sb, Ag, Zn, Cd, Ta, Nb, In, Ge, W, Cr, V, Se не обнаружены. 2110—скарн с пиритом и молибденитом (скв. 57; 160 м); К-П—прожилок пирита с флюоритом в магнетите (скв. 89); 541-A-2—гнезда пирита в магнетите (скв. 74; 245 м); 543—базокварцевый гранит-порфит C_2 (скв. 72; 315 м); 3-7—гранит-порфир P dt (скв. 58; 145 м); 540—габбро-диабаз P dt (скв. 74; 280 м). Спектральная лаборатория МГУ, аналитик Ю. С. Макаренкова.

Изложенный материал, а также данные по элементам-примесям в аксессуарных и рудных магнетитах месторождения (см. ниже) противоречат представлениям о первично-вулканогенно-осадочном происхождении железных руд. Контактво-метасоматический генезис месторождений подтверждают и работы А. Д. Курбанова («Геология и металлогения...», 1967).

Перспективные запасы Кеньтюбе-Тогайского рудного поля, по данным Ю. А. Сергийко и Ю. А. Шелехова (1957), оцениваются в 150 млн. т богатых руд, что с учетом благоприятных горнотехнических и экономических условий освоения подтверждает его важное промышленное значение.

Месторождениями Кеньтюбе-Тогайского рудного поля и Батыртас исчерпывается список объектов, относимых к данной формации. Площадь вероятного распространения подобного оруденения (см. рис. 43) приурочена к надинтрузивной зоне калдырминских гранитов и ограничена с юга гранитами Кентского, а с востока Бохтинского массивов. Калдырминские граниты прорывают отложения фаменского яруса, интенсивно дислоцированные и благоприятные по составу для скарнообразования, а также гранодiorиты топарского комплекса. Положение рудного узла в ослабленной тектонической зоне подчеркивается также пересечением здесь поясов даек джаксытагалинского комплекса и базокварцевых гранит-порфиров.

Скарновая магнетитовая формация, генетически связанная с пермским акчатауским интрузивным комплексом

Рудопроявление *Сохаконган* (Кувская магнитная аномалия) находится на юго-западной окраине Кувского массива среди ороговикованных и скарнированных песчаников, алевролитов и известняков живетско-

франского возраста, прорванных среднезернистыми биотитсодержащими аляскистыми гранитами. Падение пород к северо-востоку $40-85^\circ$ в сторону массива. Скарны пироксеновые, гранатовые, с амфиболом и эпидотом. Роговики кварцево-биотитовые.

Известные на участке три рудных тела длиной от 20 до 250 м при мощности 1—7 м залегают согласно с простиранием пород параллельно контакту гранитов на расстоянии 10—80 м от него. Руды мелкозернистые, массивные, сложены мартитизированным магнетитом с маггемитом; реже — полосчатые, гранат-магнетитовые. Содержание железа 55%. К секущим рудные тела зонам дробления приурочены скопления флюорита. Спектральным анализом штучных проб в магнетитовых рудах обнаружены: Be — 0,0001%, As — до 0,01%, Cu — до 0,1—0,03%, Zn — до 0,01—0,03%, Mo — 0,001—0,003%.

По данным магнитной съемки (Яковлев, Пук, 1947), аномалия 2000—3000 гамм приурочена к кайнозойским отложениям юго-восточнее первого рудного тела; еще более интенсивные аномалии расположены в 3,5 км к востоку.

В последнее время геологами ЦКГУ (Ю. А. Сергейко, В. С. Гребенщиков) в аляскитовых гранитах у контакта отмечены явления эндоскарнирования и прожилки магнетита. В осмотренном нами керне одной из скважин видна неравномерная альбитизация гранитов, гнезда, вкрапленность и прожилки граната, магнетита, эпидота, выделения сульфидов, флюорита и др.; магнетит в ассоциации с вышеперечисленными минералами образует на глубине от 90 до 180 м серию прожилков мощностью до 10 см, пересекающих измененные граниты. Указания Г. Н. Щербы (1968) о присутствии в гранитах ксенолитов магнетитовых руд не подтверждаются.

Рудопоявление *Тыркуусисабай* у северо-восточной окраины Кувского массива приурочено к известково-песчано-сланцевым породам фаменского яруса в 60—100 м от контакта с гранитами. Породы и, вероятно, рудное тело падают на запад под углами $70-80^\circ$. Отмечается два рудных тела. Восточное, представленное гранато-магнетитовыми скарнами мощностью 2 м, прослеживается на 200 м, уходя к югу под рыхлые отложения. Выделяются две генерации магнетита: магнетит I слагает массивные руды, магнетит II — более крупнозернистый — образует вместе с кварцем секущие прожилки. Изредка наблюдаются примазки малахита. Западное рудное тело мощностью до 1,5 м прослежено на 270 м. На юге оно также перекрыто рыхлыми отложениями. Слагающие его гранат-магнетитовые скарны раздроблены и по ним образовались тематитовые руды с малахитом и флюоритом. Содержание железа в рудах 50—55%, серы — 0,04—0,08%. Спектральным анализом отмечают: Be — до 0,003%, As, Pb — до 0,01%, Cu — до 0,1%, Zn — до 0,3%, Bi — до 0,003%, W, свидетельствующие о развитии сульфидной стадии минерализации. Контуры распространения данной формации определяются сочетанием контактовых зон Кувского массива и вмещающих толщ благоприятного состава. Площадь, примыкающая к рудопоявлению Сохаконган, характеризуется контактом гранитов с установленными на глубине по геофизическим данным гранодиоритами, наличием магнитных аномалий, благоприятными для скарнирования породами живетского и франского ярусов. Восточная площадь контролируется пологим погружением контакта Кувского массива. Среди развитых здесь фаменских и силурийских отложений отмечено скарнирование. Особенностью скарново-магнетитовых проявлений, связанных с массивами акчатауского комплекса, является присутствие флюоритовой и редкометальной минерализации.

Скарново-сульфидные рудопроявления, связанные с топарским комплексом

В большинстве медных и полиметаллических рудопроявлений, расположенных в экзоконтактовых зонах гранитоидных массивов, в той или иной степени проявлена скарновая минерализация. К этой группе отнесены лишь те из них, где скарнирование было достаточно интенсивным.

Скарновые сульфидные рудопроявления сосредоточены в Краевой зоне Балхашского мегасинклинория и приурочены к гранитоидам топарского комплекса. Скарнированы живетские и живетско-франские, иногда визе-наморские (Татан) туфы и туфогенно-осадочные породы в зонах дробления и расслаивания.

Скарны гранатовые, эпидото-гранатовые, часто с магнетитом. Гранат зональный, анизотропный, андрадит-гроссулярового ряда. Сульфиды представлены халькопиритом и пиритом, в ряде рудопроявлений присутствуют Zn, Pb, следы Mo, W, Co. По составу сульфидов выделяются существенно медные (Каратумсык, Татан), цинково-медные (Иргайлы) и медно-железорудные проявления (Котуртас). Последние рассмотрены в составе соответствующей скарново-железорудной формации.

Минералого-геохимические критерии связи скарновых рудных формаций с магматическими комплексами

Отнесение скарнов, приуроченных к экзоконтактовым зонам интрузивных массивов, к производным соответствующих интрузивных комплексов обычно не вызывает возражений. Отдельные спорные случаи относятся к участкам, где имеются выходы разновозрастных интрузивов. Однако вопросы происхождения и возраста магнетитового оруденения в скарнах, в частности, в данном районе, являются до сих пор предметом дискуссий. Это связано с различным подходом к интерпретации стратиграфо-литологического контроля оруденения, с нерешенностью вопроса об источниках рудного железа, с присутствием магнетита в скарнах, связанных со всеми верхнепалеозойскими интрузивными комплексами. Обоснование генетической связи руд с интрузивными комплексами приобретает особую важность в свете существующих представлений о вулканогенно-осадочном происхождении месторождений типа Кеньтюбе (Щерба, 1964, 1967 и др.).

Для изучения связи оруденения с магматизмом мы попытались также использовать минералого-геохимические критерии. Было проведено сравнение содержания элементов-примесей в аксессуарных магнетитах разновозрастных пород и магнетитах рудных тел. Оно позволило, кроме того, уточнить геохимические особенности образования рудных магнетитов, а также послужило для сравнительной геохимической и петрологической характеристики интрузивных комплексов.

В магнетитах количественным спектральным и химическим анализом определялись Ti, V, Cr, Ni, Co и Ge; остальные элементы — полук количественным спектральным методом¹.

Аксессуарный магнетит отбирался из массивов, к контактовым зонам которых приурочены скарновые железные руды. Пробы обрабаты-

¹ Количественные спектральные анализы на Ti, V, Cr, Ni, Co производились на кафедре геохимии МГУ А. М. Матвеевым; химические — в лаборатории геологического факультета МГУ Д. М. Либной; количественные анализы на Ge — в спектральной лаборатории ВИМС; полук количественный анализ — в спектральных лабораториях МГУ и ВИМС.

вались в лаборатории аксессуарных минералов ИМГРЭ. По этим же пробам выполнены силикатные анализы (см. табл. 8, 10, 12, 14).

Содержания аксессуарного магнетита в породах приведены на рис. 48.

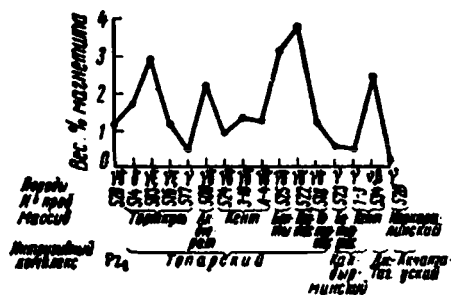


Рис. 48. График содержания аксессуарного магнетита (вес. %) в интрузивных породах

1,3% до 3,8%, причем оно находится в прямой зависимости от суммы щелочей (рис. 49, III), т. е. от щелочности гранодиоритов.

В распределении магнетита по отдельным массивам и интрузивным комплексам (рис. 48) отмечаются следующие особенности:

1) уменьшение среднего содержания магнетита от гранодиоритов топарского комплекса (2,0%) к калдырминским гранитам (0,52%) и аляскитам акчатауского комплекса — 0,19%;

2) большая изменчивость содержания аксессуарного магнетита в топарских гранодиоритах;

3) закономерное распределение содержания магнетита в породах отдельных фаз внедрения Торткульского массива: в сиенито-диоритах первой фазы (№ 514) — 1,74%, граносиенитах второй фазы (№ 503) — 2,96%, жильных граносиенитах (№ 516) — 1,18%, жильных гранитах (№ 517) — 0,5%;

4) аномально низкое содержание магнетита в гранодиоритах Кенитюбе-Тогайского рудного поля — 1,36 и 1,29% (№ 3-18, А-4).

В литературе мало данных об абсолютных содержаниях аксессуарного магнетита (Штейнберг, Малахов, Фоминых, 1964; Ященко, 1965). По данным Н. Д. Знаменского и В. Г. Фоминых (1962), в уральских гранитоидах калиевого ряда габбро-плагиогранитовой формации, перспективных в отношении контактово-метасоматических железных руд, среднее содержание магнетита 1,6%, в гранитоидах натрового ряда той же формации — 1%, а в гранитах гранитной формации — 0,25%. Есть

Содержание (в весовых процентах) определялось по методике В. В. Ляховича и Д. А. Родионова (1961).

Как видно из графиков I и II рис. 49, намечается обратная зависимость между содержанием в породах кремнезема и магнетита и прямая — между суммой окислов железа и магнетитом. Однако для части гранодиоритов топарского комплекса при одном и том же содержании кремнезема (около 60%) и суммы окислов железа (около 6%) содержание магнетита изменяется от



Рис. 49. Графики зависимости содержания аксессуарного магнетита (вес. %) в интрузивных породах от содержания в них кремнезема (I), суммы окислов железа (II), суммы щелочей (III): интрузивные комплексы: 1 — среднепалеозойский; 2 — топарский; 3 — калдырминский; 4 — джаксытагалинский; 5 — акчатауский

указания на повышенные содержания акцессорного магнетита в гранодиоритах батолитового этапа, с которыми генетически связаны скарновые железные руды Средней Азии (Мацокина-Воронич, 1964).

Содержание титана в акцессорном магнетите характеризуется следующими особенностями (рис. 50).

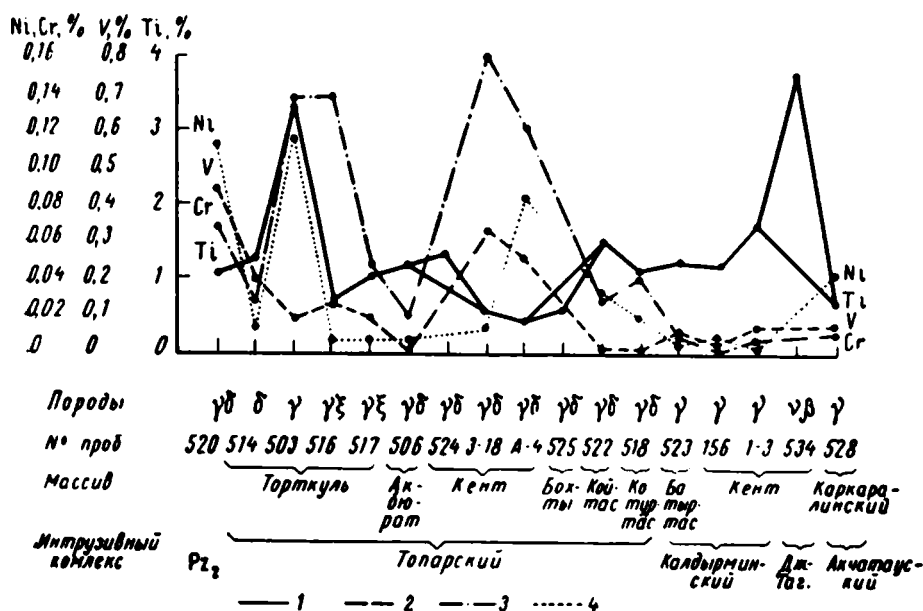


Рис. 50. Графики содержания титана, ванадия, хрома и никеля (вес. %) в акцессорном магнетите интрузивных пород района:
1 — титан; 2 — ванадий; 3 — хром; 4 — никель

1. В магнетитах топарского комплекса среднее содержание (1,55%) близко к среднему для калдырминского комплекса — 1,48%. В магнетите акчатауского комплекса — 0,95% титана.

2. Как видно из графика 1 рис. 51, содержание титана в магнетите гранитов и гранодиоритов почти не зависит от количества кремнекислоты в породах.

3. Содержания титана в магнетитах пород топарского комплекса распределены очень неравномерно в противоположность таковым для калдырминского, что указывает на развитие в топарском комплексе явления гибридности.

4. Акцессорный магнетит гранодиоритов на Кеньтюбе-Тогайском рудном поле и в северной части Бохтинского массива характеризуется аномально низкими содержаниями титана — 0,54%, 0,44 и 0,59%.

5. Зависимость между содержаниями титана в магнетитах и в породе (рис. 51) при сравнении с данными по Уралу (Штейнберг, Фоминых, 1961) подтверждает геологические и петрохимические выводы о принадлежности топарского комплекса к гранитному ряду в противоположность джаксытагалинским габброидам.

Хром в магнетитах пород топарского комплекса распределен очень неравномерно — от 0,15 до 0,025% при среднем — 0,078% (рис. 50). В калдырминских гранитах его среднее содержание в 10 раз ниже — 0,007% при более равномерном распределении; в акчатауских — 0,013%.

Содержание никеля (рис. 50) в аксессуарном магнетите топарского комплекса также изменчиво — от 0,113 до 0,006%, в среднем 0,032%; среднее для калдырминского комплекса — 0,006%. Повышенное содержание (0,046%) отмечается в магнетите акчатауских гранитов.

Содержание кобальта по химическим определениям 6 проб магнетита составляет для топарских и калдырминских пород 0,002%.

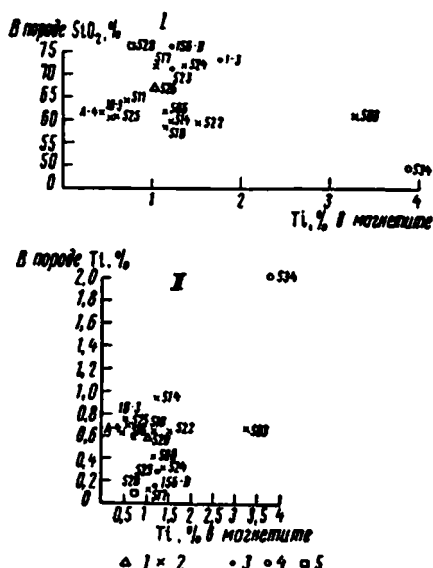


Рис. 51. Графики зависимости содержания титана в аксессуарном магнетите от содержания кремнезема (I) и титана (II) в интрузивных породах района:

интрузивные комплексы:
1 — среднепалеозойский; 2 — топарский; 3 — калдырминский; 4 — джаксытагалинский; 5 — акчатауский

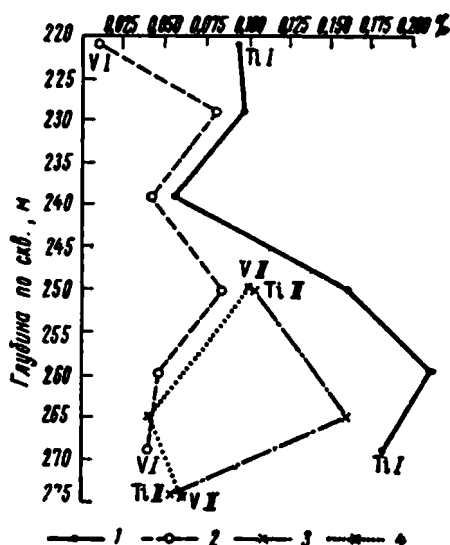


Рис. 52. Графики колебания содержания титана и ванадия в магнетитах I и II генераций в рудном теле Кеньтубе: 1 — титан в магнетите первой генерации; 2 — ванадий в магнетите первой генерации; 3 — титан в магнетите второй генерации; 4 — ванадий в магнетите второй генерации

Германий в повышенных по сравнению с кларком (0,0001%) количествах обнаружен только в магнетите акчатауского комплекса — 0,00032%. Обогащение германием наиболее молодых гранитных комплексов отмечено также В. А. Вахрушевым (1965).

Содержания свинца и меди не превышают 0,006%. Магнетит калдырминских гранитов обогащен цинком (0,06%) по сравнению с топарским и акчатауским комплексами (0,01% и ниже).

Молибден и галлий отмечаются почти во всех магнетитах в количестве 0,0008—0,001%.

Изучение аксессуарного магнетита позволяет сделать ряд выводов.

1. Интрузивные комплексы различаются по характеру распределения и химическому составу аксессуарного магнетита. Топарский комплекс неоднороден по содержанию аксессуарного магнетита в различных массивах и по наличию в нем элементов-примесей, что подтверждает важную роль гибридизма при становлении комплекса. Характерны высокое содержание магнетита, повышенные содержания в нем Cr и Ni и пониженное Zn по сравнению с калдырминским комплексом. Акчатауский комплекс четко обособляется по наименьшему количеству аксессуарного

магнетита с меньшими содержаниями в нем большинства элементов-примесей, но обогащенного Ge и Ni.

2. Наряду с различием намечаются общие черты, особенно для топарского и калдырминского комплексов. Равные количества Ti, Co, Mo, Ga, близкие содержания Cu и Pb при отсутствии повышенных содержаний Ge в магнетитах и близость содержаний Mo, Be и других элементов в породах этих комплексов (Кошелева и Дорохов, 1965) позволяют предположить близость состава исходной гранитной магмы.

3. Гранодиориты Кеньтюбе-Тогайского рудного поля значительно беднее других интрузивов топарского комплекса, с которыми связано оруденение, по содержанию магнетита и элементов-примесей в нем.

В магнетитах различных месторождений изучались зависимость содержания элементов-примесей от состава замещаемых пород и удаленности от интрузии, их распределение внутри одного рудного тела по простиранию и падению, а также в различных генерациях, влияние процесса мартитизации.

Наиболее полный материал получен на Кеньтюбе-Тогайском рудном поле. В мелкозернистом магнетите первой генерации, составляющем основную часть рудного тела Кеньтюбе, установлено:

1. Среднее содержание титана 0,125%, ванадия — 0,039%, хрома — до 0,003%.

2. В одном пересечении содержание титана в магнетите колеблется от 0,055 до 0,207%, образуя отчетливо выраженный максимум (рис. 52). Характерно, что магнетиты в лежащем боку рудного тела значительно богаче титаном. Распределение ванадия в общем (хотя и не всегда) аналогично распределению титана (рис. 52). Однако отношение титана к ванадию изменяется от 1,1 : 1 до 8,4 : 1.

3. Содержание титана увеличивается с глубиной от 0,048% на глубине 151 м (скв. 19) до 0,19% на глубине 243 м (скв. 28) ¹.

4. Количество титана в магнетите уменьшается с удалением от интрузии (на западном фланге в скважине на глубине 101 м титан не обнаружен) ¹.

На месторождениях Тогай I и Тогай II содержания титана в магнетите близки к Кеньтюбе — 0,104% ¹ и 0,24%, содержания ванадия резко понижены (0,005% ¹ и 0,004%).

Магнетит второй генерации на Кеньтюбе содержит меньше титана (рис. 52) — в среднем 0,099%, но больше ванадия — в среднем 0,053% при колебаниях отношения титана к ванадию от 3,6 : 1 до 0,9 : 1. Для магнетитов второй генерации в том же месте рудного тела, что и для магнетитов I, сохраняется максимум содержания элементов-примесей.

Распределение титана и ванадия в общем соответствует их распределению в контактово-метасоматических месторождениях Урала (Овчинников, 1960) и Алтае-Саянской области (Вахрушев, 1965), где обычно внутри рудных тел отмечаются зоны, обогащенные элементами-примесями, фиксирующие, по мнению Л. Н. Овчинникова, места максимального прохождения рудоносных растворов. Этим, в частности, можно объяснить пониженные содержания титана (0,049) и ванадия (0,012%) во вкрапленном магнетите эпидотового скарна.

На месторождении Батыртас содержания титана и ванадия в магнетите ниже, чем на Кеньтюбе (соответственно 0,065% и 0,004%).

При мартитизации магнетита (изученной на месторождении Батыртас) содержание титана и ванадия в нем сохраняется, а никеля уменьшается с 0,004 до <0,001%. Это подтверждается сравнением химических

¹ Анализы П. Н. Кобзаря (1961).

составов окисленных (мартитовых) и первичных (магнетитовых) руд месторождения Кеньютубе (Иванов, 1952).

Магнетиты месторождений Торткуль и Котуртас, генетически связанных с топарским комплексом, содержат близкие количества титана (0,027—0,062%) и ванадия (0,006—0,017%); никеля в магнетите Котуртаса — 0,007%, на Торткуле — не более 0,001%. В мартитах Акбюрата у непосредственного контакта с интрузией содержание титана несколько выше — 0,12%, ванадия — 0,0016%¹.

Все вышеописанные руды образовались за счет замещения известняков. Магнетиты рудопоявлений Жумагульская аномалия и Пайпак, возникшие при замещении основных эффузивов, обогащены Ti (1,18—1,35%), V (0,048—0,215%), Cr (0,010—0,034%) и Ni (0,031—0,132%). Это можно объяснить повышенными содержаниями указанных элементов в основных эффузивах (Виноградов, 1962) и их малой подвижностью.

В магнетитах руд, связанных с акчатауским комплексом (Сохакоган, Тыркуусабай), в отличие от остальных, присутствуют Be (0,001—0,0001%) и Ge (до 0,0008%). Вторая генерация магнетита резко обеднена Ti (0,007%), V, Cr и Ni (не обнаружены) по сравнению с первой, содержащей 0,037—0,156% Ti, 0,002—0,005% V, до 0,003% Cr, 0,002—0,003% Ni.

Из анализа распределения элементов-примесей в рудных магнетитах района вытекает:

1. Содержание Ti, V, Cr и Ni в магнетите зависит от состава замещенных пород.

2. Магнетит более низкотемпературных генераций, а также удаленных от интрузива рудных тел гораздо беднее элементами-примесями. Следовательно, температура рудообразования во многом определяет содержание последних, что было показано ранее Л. Н. Овчинниковым (1960), В. А. Вахрушевым (1965) и др.

3. В рудных телах содержания элементов-примесей уменьшаются по направлению движения растворов.

Эти факторы частично затушевывают специфические черты распределения элементов-примесей в рудных магнетитах, зависящие от состава родоначальной магмы². Однако именно эти факторы подчеркивают общность условий образования рассматриваемых месторождений с типичными контактово-метасоматическими месторождениями других регионов.

Подтверждением контактово-метасоматического, а не вулканогенно-осадочного генезиса месторождений являются также содержания германия в магнетитах (не более 0,0001% за исключением рудопоявлений акчатауского комплекса) (Максимов, 1958; Григорьев, 1965; Вахрушев, 1965).

Рудный магнетит по сравнению с аксессуарным содержит меньше титана (в 10—20 и более раз), ванадия (в 10 и более раз), хрома и никеля, устанавливаемых только в следах (0,003%), что объясняется различием физико-химических условий их образования.

Магнетиты месторождений, генетически связанных с топарским и калдыринским комплексами, по элементам-примесям различить трудно (Торткуль, Котуртас, Батыртас). Более высокие содержания примесей в магнетитах Кеньютубе скорее объясняются большей температурой их формирования и ролью фтора и хлора³. Это сходство вызвано, вероят-

¹ Анализы П. Н. Кобзаря (1961).

² На подобную зависимость указывали В. В. Ляхович (1959), В. А. Вахрушев (1965) и др.

³ Минералы, содержащие F и Cl, широко развиты в скарных Кеньютубе.

но, тем, что калдырминские и топарские интрузии и связанные с ними руды являются производными кислой магмы (в отличие от месторождений Алтае-Саянской области; Вахрушев, 1965). Однако изучение распределения и состава акцессорного магнетита этих комплексов позволяет надежнее обосновать генетическую связь оруденения Кенътюбе с калдырминским комплексом. Гранодиориты топарского комплекса в пределах Кенътюбе-Тогайского рудного поля значительно беднее интрузивных пород других массивов топарского комплекса, с которыми связано оруденение, по содержаниям магнетита и элементов-примесей в нем. Наряду со значительной альбитизацией гранодиоритов (см. выше) это указывает на возможный источник части рудного железа.

Влияние состава родоначальной магмы намечается для акчатауского комплекса, акцессорный магнетит которого и магнетит рудопроявлений, связанных с ним, содержат наибольшие количества германия, а также бериллий, содержание которого в акчатауских гранитоидах выше, чем в других (Кошелева, Дорохов, 1965).

Таким образом, изучение элементов-примесей в акцессорном и рудном магнетитах подкрепляет разделение скарново-магнетитовых месторождений района на разновозрастные рудные формации. Естественно, что одних этих данных недостаточно для вполне надежного решения вопроса о генетической связи руд с определенным интрузивным комплексом, так как, несмотря на химические и количественные спектральные определения, нами получена лишь общая, скорее качественная картина. При выявленных достаточно сложных зависимостях необходимо большее количество анализов, которое позволило бы произвести их статистическую обработку.

ГРЕЙЗЕНОВО-АЛЬБИТИТОВАЯ ГРУППА

Среди рудопроявлений грейзеново-альбититовой группы выделяются автотасоматические, проявившиеся в апикальных участках материнских интрузивных массивов в условиях нарастания кислотности, и метасоматические — наложенные, сформировавшиеся на более позднем этапе в трещиноватых участках интрузивов и вмещающих пород в условиях снижения температуры и кислотности (Беус, 1962). К последним отнесены также высокотемпературные кварцево-жильные и штокверковые зоны.

Большая часть грейзеново-альбититовых проявлений редких элементов связана с верхнепалеозойскими гранитными комплексами Токрауской впадины. В области Чингиза известна редкоэлементная минерализация, связанная с интрузиями и субвулканическими телами среднего палеозоя.

Автотасоматическая редкоэлементная среднепалеозойская формация

Эта формация объединяет мелкие рудопроявления северо-восточной части Акбастауского антиклинория, выявленные Р. М. Антонюком и др. (1963). Они приурочены к субвулканическим дайкам, очевидно, эффузивного возраста и среднепалеозойским интрузиям, развитым среди эффузивно-осадочной толщи ордовика и песчаников силура. Минерализация связана преимущественно с дайками липаритовых и щелочных липаритовых порфиров мощностью от 1—2 до 20 м и длиной до 200 м, группирующимися в полосы. Липаритовые порфиры — обычного для девонских пород облика и состава. Синевато-зеленовато-серые и красно-бурые щелочные липаритовые порфиры состоят из арфведсонита (определение

В. И. Фельдмана), кварца, калиевого полевого шпата и имеют сферолитовые, оvoidные и полосчато-овoidные текстуры. Вероятно автометасоматическое происхождение арфведсонита. Из аксессуарных встречены циркон, циртолит, бастнезит.

Спектральным и химическим анализами в ряде даек обнаружены Nb, Ta, La, Y, Yb, Nd, Ce, Dy, Tu, Ho; в отдельных пробах Sm и Eu. Содержания этих элементов значительно превышают кларки и сопровождаются повышенной радиоактивностью пород. Минерализация, как правило, не сопровождается гидротермальным изменением пород.

Минерализация в интрузивных массивах имеет сходный характер. Так, в сниттах массива Каратас высокие содержания редких элементов устанавливаются в зоне окварцевания и омарганцевания, что отчасти может быть связано с адсорбцией этих элементов гидроокислами марганца при разложении редкоэлементных минералов.

Отсутствие гидротермальных изменений на большинстве рудопроявлений, незначительное содержание собственно редкоземельных и тантало-ниобиевых минералов позволяют предположить, что редкие элементы концентрируются преимущественно в аксессуарных минералах, которые могут содержать: циркон — до 2% Nb₂O₅, циртолит — 0,2 до 0,24% Nb₂O₅, арфведсонит — до 0,02% Nb₂O₅ (Власов, 1964).

Редкоэлементная минерализация связывается, таким образом, с автометасоматическими процессами, проявившимися в субвулканических и интрузивных образованиях. Следует заметить, что в эффузивах Эйфельского яруса также известны участки с редкоэлементной минерализацией (содержание La до 0,1%), сопровождающейся повышенной радиоактивностью пород.

Выделяемая площадь вероятного распространения среднепалеозойской, скорее всего девонской, редкоэлементной формации охватывает часть зоны ранневарисийских поднятий на северо-востоке изученного района, где развиты названные магматические образования, рудопроявления, точки минерализации, ореолы рассеяния редких элементов, радиоактивные аномалии тороновой природы. На западе и юго-западе эта площадь ограничивается Акбастауским разломом, на востоке — полем распространения девонских эффузивов, в которых не обнаруживаются щелочные разновидности и признаки минерализации.

Редкоэлементные формации, генетически связанные с калдырминским интрузивным комплексом

Выделяются две грейзеново-альбититовые рудные формации: автометасоматическая и метасоматическая. Первая развита на Бохтинском массиве, вторая — на Темиршинском.

Рудопроявления редких элементов Бохтинского массива — *Сыиртас*, *Айдарлы*, *Сарыбулак* — приурочены к альбитизированным гранитам дополнительной интрузии, слагающим южную часть массива. Здесь выделяются в различной степени альбитизированные породы — от почти неизменных лейкократовых гранитов до отдельных пятен альбититов площадью менее 20 кв. м. Характерны также участки площадью до 2 кв. м, сильно обогащенные биотитом или состоящие на 35—40% из биотита с кварцем, плагиоклазом и флюоритом (они названы И. В. Голиковым-Заволженским «биотититами»). Биотит связывается с процессом ранней альбитизации.

В этих образованиях отмечены наиболее высокие содержания Ta, Nb, La, Ce, Nd, Y, Gd, Dy, Ho, Er, Tu, Yb, Lu (Голиков-Заволженский, 1961).

По данным спектрального и химического анализов, на всей площади альбитизации содержание TR, Nb, Be повышено по сравнению с кларком.

Присутствие среди альбититов значительных скоплений флюорита свидетельствует о вероятном переносе редких земель, ниобия и бериллия в виде комплексных соединений — фторатов, распад которых при изменении режима кислотности вызывает образование флюорита и минералов редких элементов.

Высокие содержания TR, Nb, Ta в «биотититах» связаны, вероятно, с их концентрацией в биотите, куда может входить около 70% всего титана породы (Знаменский, 1958).

В альбитизированных гранитах присутствуют колумбит, ксенотим, пирохлор, с которыми также, вероятно, связаны концентрации редких элементов.

В зонах локальной альбитизации биотитовых гранитов содержания TR, Nb, Ta ниже кларковых.

Для выяснения геохимических особенностей гранитов Бохтинского массива по данным спектральных анализов вычислялись средние геометрические содержания и дисперсии Nb, Y, Yb по методике, описанной ранее (Кошелева, Дорохов, 1965).

Содержания ниобия понижаются от гранитов первой фазы (где они несколько выше кларка) к слабо альбитизированным гранитам дополнительного интрузива (рис. 53). В альбититах южного дополнительного интрузива концентрации ниобия в 10 раз превышают кларк.

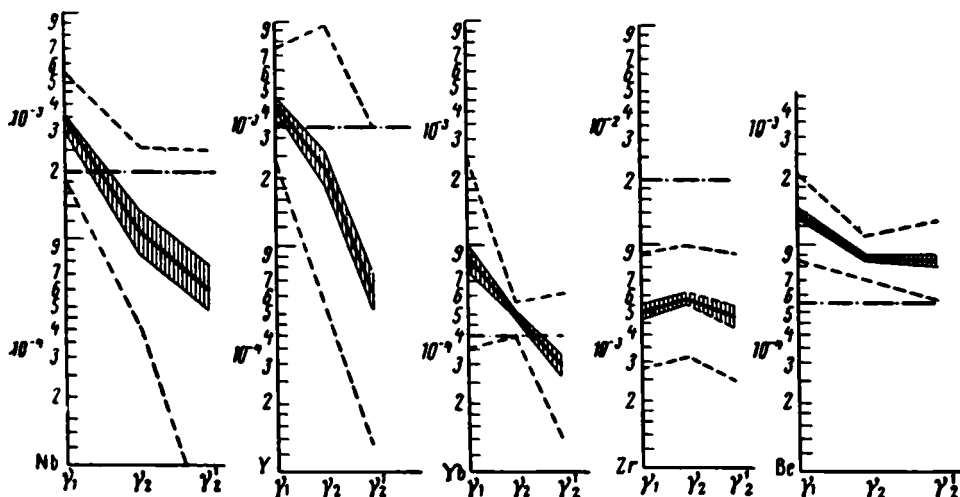


Рис. 53. Распределение Nb, Y, Yb, Zr, Be в гранитах первой фазы (γ_1), второй фазы (γ_2) и дополнительного интрузива второй фазы (γ_2') Бохтинского массива

Распределение иттрия и иттербия в неизменных гранитах аналогично ниобию. При альбитизации количества этих элементов резко возрастают, превышая кларк в 10—15 раз.

Та же тенденция к снижению содержаний при развитии интрузивного процесса отмечается и у бериллия, хотя во всех случаях концентрации его выше кларка.

Содержания циркония во всех разновидностях пород гораздо ниже кларка, изменяясь от $4,7 \cdot 10^{-3}\%$ до $5,8 \cdot 10^{-3}\%$.

Таким образом, для микроэлементов характерно понижение концентраций до кларковых в гранитах дополнительной интрузии. При площадной альбитизации, по данным И. В. Голикова-Заволженского, количества редких элементов повышаются до 10—20 кларков.

Рудопроявления *Ортабулак, Северное и Западное*, относимые к метасоматической грейзеново-альбититовой редкоэлементной формации, сосредоточены в приконтактной части лейкократовых

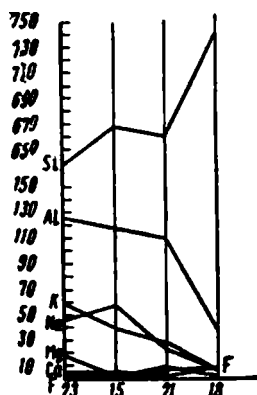


Рис. 54. График изменения химического состава лейкократовых гранитов массива Темирши при метасоматических процессах

гранитов первой фазы Темиршинского массива. Среди неравномерно альбитизированных и грейзенизированных гранитов прослежены зоны локальной альбитизации и грейзенизации мощностью до 20 м и протяженностью до 1 км, развитые наиболее интенсивно на участках сочленения северо-восточных и северо-западных трещин. Выделяются пологопадающие и почти горизонтальные и крутопадающие, вертикальные жильные и линзовидные тела грейзенов северо-западного и северо-восточного простирания.

Результаты пересчета химических анализов лейкократовых гранитов и метасоматически измененных пород по методу Т. Барта приводят к выводу (табл. 25, рис. 54), что альбитизация гранитов сопровождается интенсивным выносом Al, K, Mg и привносом Si и Na. В дальнейшем при грейзенизации отмечается вынос Si, Al, K, Na, Mg; с привносом Ca и F связано, вероятно, образование флюорита. Формирование грейзенов сопровождается интенсивным привносом Si и выносом Al; выносятся также K и Na, продолжается образование флюорита.

Нюбневая минерализация представлена эшинитом (Ce, Ca, Th) (Ti, Nb)₂O¹, образующим редкую вкрапленность в альбитизированных гранитах, грейзенах и среднетемпературных кварцевых жилах. В одной из жил наблюдаются гнездовые скопления кристаллов эшинита размером до 5×10 см.

Присутствие эшинита как в неизмененных, так и в метасоматически измененных гранитах и кварцевых жилах предполагает наличие его нескольких генераций. Однако по химическому составу акцессорный эшинит неизмененных гранитов и «рудный» эшинит сходны (табл. 26).

Данные минералогического анализа (Э. А. Северов) показывают уменьшение содержаний эшинита от 22 г/т и 28 г/т в неизмененных гранитах до 13 г/т и 9 г/т в альбитизированных, что, возможно, является результатом разложения более раннего эшинита при альбитизации. Аналогичное явление описано для колумбитоносных гранитов ряда регионов (Беус, 1962).

Помимо эшинита, в альбитизированных гранитах и грейзенах встречаются берилл — гнездами и отдельными кристаллами, флюорит, циркон, циртолит, ксенотим, анатаз, ильменорутил, лейкоксен. Грейзены и альбитизированные породы рудопроявлений расположены в апикальной части непосредственно под кровлей вмещающих пород.

Определение средних содержаний и дисперсий TR, Nb, Be и других микроэлементов в неизмененных гранитах и метасоматитах позволило

¹ Эшинит обнаружен И. В. Голиковым-Заволженским, изучен А. М. Подольским и Э. А. Северовым.

Таблица 25

Химический состав пород массива Темирши*

Название породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	F	H ₂ O	Сумма
Лейкократовый гранит 23	76,82	0,14	12,70	0,29	0,69	0,03	0,14	0,58	2,78	5,57	0,09	0,46	100,34
Альбитизированный гранит 15	78,78	0,14	11,97	0,76	—	0,01	0,19	0,39	3,58	3,74	0,08	0,16	99,93
Грейзенизированный и альбитизированный гранит 21	80,40	0,10	11,48	0,64	0,41	0,13	0,56	0,40	2,09	2,49	0,26	1,02	100,01
Грейзен 18	92,60	0,13	3,94	0,73	0,03	0,20	0,83	0,83	0,26	0,47	0,26	0,38	99,73

* По данным Э. А. Северова, ИМГРЭ; аналитики Г. Черепицкая и Н. Короткова.

Таблица 26

Химический состав эшинита массива Темирши*

Название породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	TR ₂ O ₃	Nb ₂ O ₅	U ₂ O ₅	ThO ₂
Эшинит из крупнозернистого гранита	0,75	25,29	3,41	4,60	не обн.	не обн.	0,52	1,85	0,18	0,27	0,22	2,52	27,3	1,93	5,84	2,72
Эшинит из кварцевой жилы	0,93	26,13	3,94	2,84	не обн.	не обн.	0,69	1,80	0,21	0,16	0,27	3,48	26,8	1,88	4,02	5,14

* По данным Э. А. Северова, ИМГРЭ; аналитик И. Разина.

проследить поведение этих элементов в интрузивном и постмагматическом процессах (рис. 55).

Повышенные относительно кларка в 2—5 раз содержания ниобия в гранитах всех фаз, кроме второй, связаны, вероятно, с присутствием эшинита и с вхождением ниобия в решетки титановых минералов. По данным Э. А. Северова, в гранитах I фазы содержатся эшинит — 22 г/т, ильменит — 709 г/т, ильменорутил, лейкоксен. С присутствием эшинита связаны повышенные в 10 раз относительно кларка содержания ниобия в грейзенах и кварцевых жилах. Значительное накопление в метасоматитах отмечено и для тантала (Подольский, 1965).

Поведение лантана, иттрия и иттербия сходно с ниобием. Концентрации лантана во всех разностях массива, кроме дополнительной интрузии II фазы, несколько выше кларка, а в грейзенах и кварцевых жилах возрастают в 40—50 раз.

Содержания иттрия, иттербия в гранитах основных фаз близки к кларку и увеличиваются в грейзенах и кварцевых жилах до 20—25 кларков.

Концентрации редких земель в метасоматитах объясняются присутствием в них собственно редкоземельных минералов — монацита, пирохлора, ампагабита, ксенотима — и вхождением редких земель в решетки флюорита, сфена, рутила, ильменорутила.

Содержание бериллия в породах всех фаз в 4—5 раз выше кларка.

В альбитизированных гранитах концентрации бериллия в 6,2 раза выше кларка, что связано с привнесом этого элемента в виде фторатов при увеличении роли летучих, особенно фтора, в пневматолитово-гидротермальном процессе. В грейзенах и кварцевых жилах происходит уменьшение содержаний бериллия до $1 \cdot 10^{-3}\%$, вероятно, за счет спорадических концентраций берилла.

Количества циркония в неизмененных гранитах близки кларку, уменьшаясь при альбитизации и увеличиваясь в 15—20 раз в грейзенах и кварцевых жилах.

Таким образом, для гранитов Темиршинского массива характерна геохимическая специализация на редкие элементы, что создает благоприятные условия для накопления их в постмагматическом процессе.

Однако приуроченность концентраций редких элементов к небольшим зонам метасоматитов, неравномерное распределение в них редкоэлементных минералов, незначительное развитие мелколейстовой поздней альбитизации, с которой обычно связана основная часть ниобия, свидетельствуют о малой перспективности рудопроявлений.

Таким образом, рассмотренные представители редкоэлементных формаций генетически связаны с высокотемпературными автометасоматическим и метасоматическим процессами (в основном, с альбитизацией) в гранитах калдырминского комплекса (Бохтинский и Темиршинский массивы), обладающих первичной геохимической специализацией на TR, Nb, Be.

Основные их отличия связаны с тем, что в Бохтинском массиве широко распространена автометасоматическая ранняя и особенно поздняя мелколейстовая альбитизация и редкоэлементная минерализация образовалась совместно с альбитом, а в Темиршинском — поздняя альбитизация развита локально и минерализация приурочена к грейzenам и кварцевым жилам.

Благоприятными предпосылками для поисков оруденения этого типа являются слабый эрозионный срез интрузивных массивов, их геохимическая специализация на редкие элементы, развитие процессов поздней альбитизации и грейзенизации.

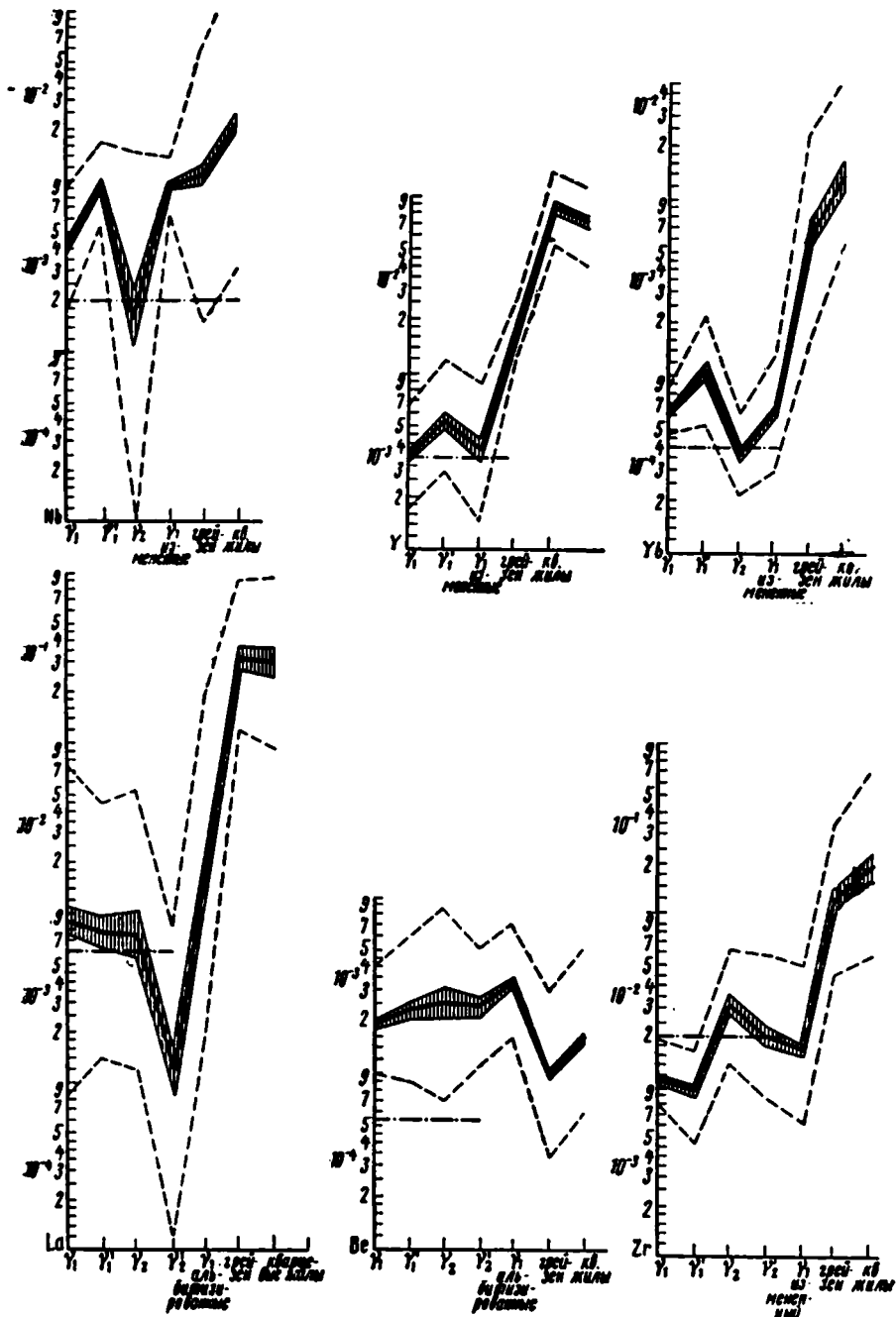


Рис. 55. Распределение Nb, Y, Yb, La, Be, Zr в неизменных гранитах первой фазы (γ_1), второй фазы (γ_2), дополнительных интрузий (γ_1' , γ_2'), а также в измененных гранитах и кварцевых жилах Темиршинского массива

**Грейзеново-альбититовые (метасоматические)
вольфрамово-молибденовые рудопоявления, генетически связанные
с джаксытагалинским интрузивным комплексом**

В эту группу объединены рудопоявления и точки минерализации, расположенные в меридиональной Карадон-Темиршинской металлогенической зоне и приуроченные к дайкам гранит-порфиров джаксытагалинского пермского комплекса. Они сосредоточены в двух основных узлах: в районе Бохтинского гранитоидного массива на севере и в бассейне р. Казангап — на юге изученной площади.

Северный рудный узел приурочен к площади развития джаксытагалинских даек в эндо- и экзоконтактовой зонах топарских гранодиоритов северной части Бохтинского массива.

На рудопоявлении *Молибденное* минерализация локализуется в протяженной субмеридиональной дайке гранит-порфиров мощностью до 25 м, рвущей топарские гранодиориты и живетско-франскую алеволито-песчаниковую толщу. Гранит-порфиры альбитизированы, грейзенизированы и окварцованы.

Пересчет и сравнение химических анализов неизмененных и измененных гранит-порфиров (табл. 27, рис. 56,а) показывают, что при альбитизации и окварцевании гранит-порфиров привносятся Si, Fe⁺⁺ (пиритизация), выносятся Al, Na, K, Ca, Mn, Fe⁺⁺⁺.

Видимое оруденение — чешуйки и тонкие прожилки молибденита, пустоты выщелачивания с повеллитом — приурочено к гранит-порфирам, зонам окварцевания и кварцевым прожилкам.

Содержание Мо порядка 0,02% прослеживается на 600 м при средней мощности дайки около 20 м; в единичных пробах оно достигает десятых долей процента.

Заслуживает внимания площадь в окрестностях рудопоявления, где установлены гидрохимические аномалии Мо от 400—500 мкг/л (на фоне 8—10 мкг/л), что указывает на возможность существования концентраций молибдена на глубине.

На рудопоявлении *Бохтинское* в серии маломощных кварцевых жил меридионального и северо-восточного простирания с грейзеновыми оторочками, залегающих среди лейкократовых биотитовых гранитов, по данным Г. Д. Зиновьева и А. Г. Посысаева (1945), устанавливается редкая вкрапленность молибденита и шеелита.

Близкий геологический возраст имеет, по-видимому, минерализация, проявленная вторичными ореолами рассеяния молибдена южнее Бохтинского массива. Один из них Д-32 — приурочен к некку липаритовых.

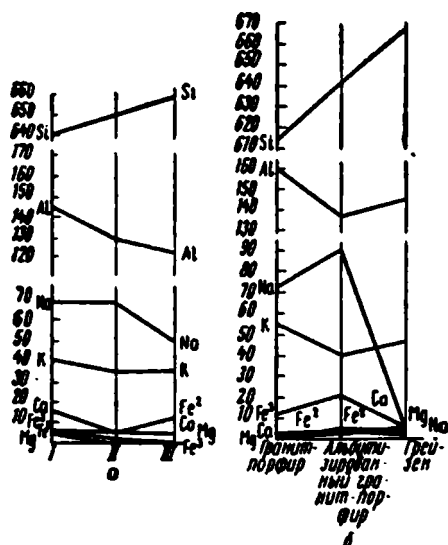


Рис. 56. График изменения химического состава гранит-порфиров при метасоматических процессах:
а) рудопоявление Молибденное (гранит-порфиры: I — неизмененные, II — альбитизированные, III — окварцованные); б) рудопоявление Мийлибулак

Таблица 27

Химический состав пород рудопроявления Молибденовое*

№ анализа	Название породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅	п. п. п.	Сумма
1	Гранит-порфир	72,94	0,24	14,16	1,17	0,93	0,01	0,51	1,78	3,98	3,72	0,22	—	0,55	—
2	Альбитизированный гранит-порфир . . .	77,10	0,26	12,91	0,35	0,8	сл.	0,11	0,70	4,23	3,01	0,16	0,05	0,45	99,27
3	Окварцованный гранит-порфир с кварцевыми прожилками	77,98	0,12	12,29	сл.	2,01	0,02	0,06	0,70	3,26	3,35	0,19	0,05	0,11	99,95

* Анализ 1—лаборатория МГУ; 2,3—лаборатория РОСНИИМС.

Таблица 28

Химический состав пород рудопроявления Мийлибулак*

№ анализа	Название породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅	п. п. п.	Сумма
1	Гранит-порфир .	70,90	0,58	15,75	1,97	0,00	0,01	0,18	0,20	4,43	4,99	0,30	—	0,26	99,47
2	Альбитизированный гранит-порфир . . .	75,4	0,3	13,63	0,39	0,6	0,04	0,21	0,37	5,5	3,7	—	0,027	—	99,27
3	Грейзен .	77,67	0,25	14,23	0,79	0,47	0,04	0,42	0,25	0,2	4,2	—	0,027	—	98,51

* Анализы 1—3—лаборатория МГУ.

порфиров, относимых к архарлинской свите; второй — Д-33 — к гранитам массива Даут.

В южной части района к этой же группе отнесены участки Торкой, Эскене, Мереган, Мийлибулак, выявленные при металлометрической съемке.

Минерализация первых трех участков приурочена к зонам слабого постмагматического изменения в калдырминских гранитах и дайках гранит-порфиров джаксытагалинского комплекса и представлена вторичными ореолами рассеяния Mo, Cu, Pb.

Ореолы рассеяния Mo на участке *Мийлибулак* связаны с зонами альбитизации и грейзенизации в штоке джаксытагалинских граносиенитов и гранит-порфиров (массив *Мийлибулак*).

При альбитизации гранит-порфиров (табл. 28, рис. 56, б) происходит вынос Al и K (в связи с разложением калиевых полевых шпатов) и привнос Na. При грейзенизации отмечается некоторый привнос K и Al, идущих на образование слюд; Na почти полностью выносится; происходит дальнейший привнос кремнезема. Остальные элементы довольно инертны.

Таким образом, почти все рудопроявления вольфрам-молибденового пневматолито-гидротермального типа пространственно ассоциируют с интрузиями калдырминского комплекса и дайками и штоками гранит-порфиров джаксытагалинского комплекса. Исключением является участок Д-32, где возможна парагенетическая связь с породами жерловой фации, и Д-33, где нижнекаменноугольные граниты, вероятно, были благоприятной средой для образования концентраций молибдена.

Высокотемпературные пневматолито-гидротермальные растворы, образовавшие грейзены и кварцевые жилы с вольфрам-молибденовой минерализацией и парагенетически связанные с кислыми (ранними) производными джаксытагалинского комплекса, поднимались из глубинных магматических очагов, вероятно, унаследованных от очагов калдырминского гранитного магматизма. Признаками этого могут служить пространственная (структурная), возрастная и петрохимическая близость калдырминских гранитов и джаксытагалинских гранит-порфиров. Приуроченность большинства участков минерализации к апикальным и надинтрузивным зонам калдырминских плутонов может объясняться также сохранением в раннепермское время ореолов высокотемпературного прогрева вокруг медленно остывавших крупных гранитных массивов.

Поздневарисийские редкоэлементные формации, генетически связанные с акчатауским комплексом

С пермскими гранитами Кентского массива генетически связаны грейзеново-альбититовые редкоэлементные формации — автометасоматическая и метасоматическая. Минерализация локализована в основном в эндоконтактной полосе аляскитов шириной от нескольких десятков до сотен метров.

Рудопроявление *Комсомол* приурочено к прожилковым и линзовидным мусковитовым и мусковито-кварцевым грейzenам мощностью от 2—3 до 25—30 м и протяженностью до 40 м среди альбитизированных (местами до альбититов) аляскитовых гранитов. По данным химических анализов, содержания редких элементов (суммы TR, Nb, Th) в измененных гранитах гораздо выше кларка. В тяжелых фракциях протолокк присутствуют монацит, малакон, торит, ксенотим, ферриторит, ильменорутит, флюорит. Видимого оруденения не обнаружено.

На рудопроявлении *Богоявленское* в кварцевых грейзенах с мусковитом, гематитом и биотитом протяженностью около 1,4 км и мощностью до 4 м установлены значительные содержания ильменита (до 11,5 г/т), гематита, галенита, знаки пирита, топаза, англезита; из минералов редких элементов присутствуют в весовых количествах флюорит, монацит, циркон, единичные знаки флюоцерита, колумбита. Содержания в альбититах и грейзенах Nb_2O_5 , суммы TR и Mo значительно превышают кларковые. Спектральные анализы показывают также высокие содержания Y, Yb, Bi, Sn, Pb.

Практического интереса минерализация такого типа не представляет, так как основная масса ниобия сосредоточена в ильмените, из которого он промышленностью не извлекается.

Минерализация рудопроявления *Кент I* сосредоточена в магнетит-биотит-торитовом жиллообразном теле среди альбитизированных гранитов и представлена торитом, молибденитом, флюоритом, монацитом. Химический анализ магнетито-торитового обособления показал повышенные содержания суммы TR, Nb_2O_5 , ZrO, Th; спектральный анализ — высокие концентрации Y, Yb, Pb, Zn, W.

На рудопроявлении *Флюоритовое* среди миаролитовых пегматоидных гранитов эндоконтактной фации прослеживаются маломощные флюоритовые жилы. В жилах и вмещающих гранитах В. Н. Лариным и М. В. Минцем (1962 г.) установлены мелкие радиально-лучистые сростки фенакита (BeSiO_4). Содержания BeO в миаролитовых гранитах местами довольно высоки.

Минерализация рудопроявления *Новостройка* приурочена к серии кварцевых жил мощностью до 2—3 м, длиной до 1,5 км среди омарганцованных и альбитизированных аляскитов, иногда превращенных в кварцево-мусковито-полевошпатовые грейзены. Несколько повышенные по сравнению с кларком содержания Nb, суммы TR, Th в аляскитах уменьшаются от контакта к внутренним частям массива. В протоловках из кварцевых жил обнаружены флюорит, торит, оранжит, знаки золота, халькопирит, малахит.

В группе однородных рудопроявлений *Кент II, III, IV* минерализация связана с зонами омарганцованных альбитизированных аляскитов с повышенной радиоактивностью и представлена ферриторитом, монацитом, пироксеном, флюоцеритом. Высокие содержания редких земель и ниобия могут быть вызваны также вторичным обогащением в гипергенных условиях — адсорбцией редких элементов окислами марганца и железа.

Таким образом, редкоземельно-ниобиевая минерализация Кентского массива характеризуется приуроченностью к его эндоконтактной части, тесной связью с высокотемпературными постмагматическими процессами, пегматитизацией, альбитизацией, грейзенизацией и сопровождается зонами гипергенного омарганцевания и повышенной гамма-активностью пород.

Статистическая обработка полуколичественных спектральных анализов, проведенная по аналитическим данным 1962 года В. Н. Ларина и М. В. Минца, позволяет проследить поведение элементов-примесей в интрузивном и постмагматическом процессах формирования акчатауского комплекса (рис. 57).

Пониженные относительно кларка содержания ниобия в главной фазе увеличиваются в мелкозернистых гранитах до $1,1 \cdot 10^{-2}$, снижаются в альбититах до кларковых, вновь возрастают в бурых альбититах до $1,3 \cdot 10^{-2}$. В начальных стадиях грейзенизации концентрация ниобия

уменьшается до $6,5 \cdot 10^{-3}$, вновь увеличиваясь при дальнейшей грейзенизации до $4,3 \cdot 10^{-2}$.

Содержания иттрия и иттербия в неизмененных гранитах, альбититах и грейзенах превышают кларк в 2—8 раз, еще более увеличиваясь в бурых альбититах с торитом, альбититах с наложенной грейзенизацией и в грейзенах с биотитом. Примерно так же ведет себя цирконий.

Концентрации бериллия в неизмененных гранитах и метасоматитах колеблются от 2,5 до 4 кларков, снижаясь лишь в жильных гранитах и грейзенах.

Содержания молибдена резко повышены относительно кларка (особенно в омарганцованных альбититах).

Таким образом, аляскиты Кентского массива характеризуются повышенными содержаниями редких элементов. В постмагматических процессах при ранней альбитизации (белые альбититы) происходит уменьшение концентраций редких элементов в связи с их выносом из решеток породообразующих минералов (при замещении калиевого полевого шпата и плагиоклаза альбитом). Обогащение Nb, Th, Be «бурых альбититов», петрографически не отличимых от белых, объясняется, вероятно, адсорбцией редких элементов окислами марганца в типергенном процессе.

Значительные концентрации Nb, Y, Yb, Be в грейзенизированных альбититах связаны, очевидно, с привнесом этих элементов.

Накопление редких элементов в грейзенах и высокотемпературных кварцевых и кварцево-флюоритовых жилах связано с образованием самостоятельных минералов ниобия и редких земель — колумбита, ампангабента, флюоцерита, пирохлора, а также титаноильменита, в котором установлены значительные содержания ниобия.

Таким образом, наиболее благоприятны для концентрации редких элементов условия начальной стадии грейзенизации, следующей непосредственно за альбитизацией. Изменение кислотности-щелочности растворов, несущих фтораты TR, Nb, Be, в конце альбитизации и в начале грейзенизации вызывает распад фторатов с образованием самостоятельных минералов (Беус, 1962). Поэтому наибольшие концентрации редких элементов отмечаются в альбититах с грейзенами и в грейзенах (Комсомол, Богоявленское, Флюоритовое).

В общем Кентский массив характеризуют следующие особенности, благоприятные для концентрации редких элементов.

1. Повышенная щелочность.

2. Геохимическая специализация гранитов на редкие элементы (при постмагматических процессах накопление их в растворах может происходить не только в связи с поступлением из очага, но и при разложении породообразующих минералов).

3. Малый эрозионный срез массива, что устанавливается по данным структурного анализа, рассмотренным в гл. IV.

4. Значительное развитие постмагматических процессов.

Все это дает основание говорить о возможности нахождения новых проявлений, особенно в экзоконтактовой зоне под покровом вмещающих пород. В связи с приуроченностью Nb к иттро-манганиймениту, а не к ниобиевым минералам, этот генетический тип пока не имеет практического значения.

Большая часть редкоземельных проявлений несет в себе черты как автометасоматического, так и метасоматического происхождения. Чистыми представителями автометасоматической формации являются проявления Флюоритовое (бериллиево-редкоземельный тип) и Кент-I-IV (редкоземельно-ториевый тип). Их характерные особенности — широкое

развитие позднемагматических процессов — пегматитизации, альбитизации, с которыми и связано оруденение — фенакит в миаролах, редкоземельные минералы в омарганцованных альбититах. На остальных рудопроявлениях грейзенизация и высокотемпературные жилы накладываются на альбититы.

Относимый к акчатаускому комплексу Кувский массив характеризуется незначительным развитием пегматитов, зон альбитизации, почти полным отсутствием грейзенов и жил. Геохимическое изучение неизменных гранитов всех фаз и фаций массива показало кларковые и околокларковые содержания микроэлементов, в частности TR, Ta, Nb и Be.

Опробование пегматитов, грейзенов и жил дало отрицательные результаты. Только в одном пегматитовом теле обнаружены повышенные относительно кларка содержания Y и Yb (одна проба).

Отсутствие геохимической специализации на редкие элементы и слабое развитие аутометасоматических и метасоматических процессов позволяет считать Кувский массив малоперспективным на редкие элементы.

ГИДРОТЕРМАЛЬНАЯ ГРУППА

Месторождения и рудопроявления гидротермального генезиса наиболее разнообразны по составу оруденения. Они рассматриваются в следующей последовательности: а) меднорудные, б) свинцово-цинковые, в) золоторудные, г) мышьяково-ртутные, д) высокоглиноземистые.

Меднорудные формации

Медные руды в изученном районе представлены проявлениями и небольшим месторождением Беркара. Более крупные их концентрации известны в смежных районах: к юго-востоку, в Акбастауском антиклинории — медные и полиметаллические руды, близкие к колчеданному типу; южнее, в Токрауской впадине — молибденово-медные во вторичных кварцитах (Бесшоки, Канндышоки).

Большая часть меднорудных проявлений сосредоточена в Акбастауском антиклинории и в краевой зоне Джунгаро-Балхашской области, где развиты две сходные по составу минерализации, но, по-видимому, разновозрастные рудные формации.

Ранневарискийская борнито-халькопиритовая формация

Оруденение этой формации распространено в северо-западной части Акбастауского антиклинория. Этот район рассматривался недавно как продолжение полосы медных и полиметаллических руд колчеданного типа. Работы последнего времени установили, что колчеданное оруденение к северо-западу смещается своеобразной маложелезистой (борнито-халькопиритовой) меднорудной формацией, к которой относятся месторождение Беркара и множество рудопроявлений.

Месторождение *Беркара* (рис. 58) залегает среди вулканитов нижнего девона, прорванных субвулканическими телами нижнедевонского (андезитовые, базальтовые порфиры) и отчасти эйфельского возраста (липаритовые порфиры). Рудовмещающей является пачка переслаивающихся туфов андезито-базальтового, кислого и смешанного состава с прослоями туфогенно-осадочных пород, среди которых присутствуют углистые алевролиты.

Рудное поле, расположенное на замыкании Каракойтасской антиклинали, расчленено разрывами с горизонтальной составляющей смеще-

ний до 2 км на ряд моноклиналих блоков-участков. Основное оруденение сосредоточено на Восточном, в меньшей степени — на Западном участках.

Рудные тела представлены пластообразными и линзовидными залежами вкрапленных метасоматических руд мощностью от 1 до 20 м и протяженностью от десятков до нескольких сотен метров, падающими под углами 45—60° к западу (Восточный участок) и к югу (Западный участок) согласно с вмещающими породами. Оруденение прослежено скважинами до глубины 70—150 м, в отдельных профилях — свыше 200 м.

Первичные руды, детально изученные В. И. Сорокиным, тонкозернистые, вкрапленные, реже прожилково-вкрапленные. Среди сульфидов преобладают борнит и халькопирит, часто в тесных сростаниях, и несколько более поздний теннантит. Содержание пирита незначительно, возрастая на флангах рудных тел. Спорадически присутствуют галенит, сфалерит, вюртцит, арсенопирит, марказит, графит, тонкие прожилки кварца и кальцита (Сорокин, 1962). В медных рудах спектральными анализами устанавливается примесь свинца, цинка, серебра, молибдена.

Ореол гидротермальных изменений, развитых как в лежащем, так и в висячем боку рудных тел, невелик — до 5—10 м, местами образует раздувы до 50 м. В породах основного состава преобладают хлоритизация, альбитизация, окварцевание, в кислых — окварцевание, серицитизация, альбитизация вплоть до образования метасоматических кварцитов. Гидротермальные изменения сопровождаются рассеянной минерализацией (Cu, Ag, Mo, Pb), привнесом Si, Na, K и выносом Mg, Fe, Al.

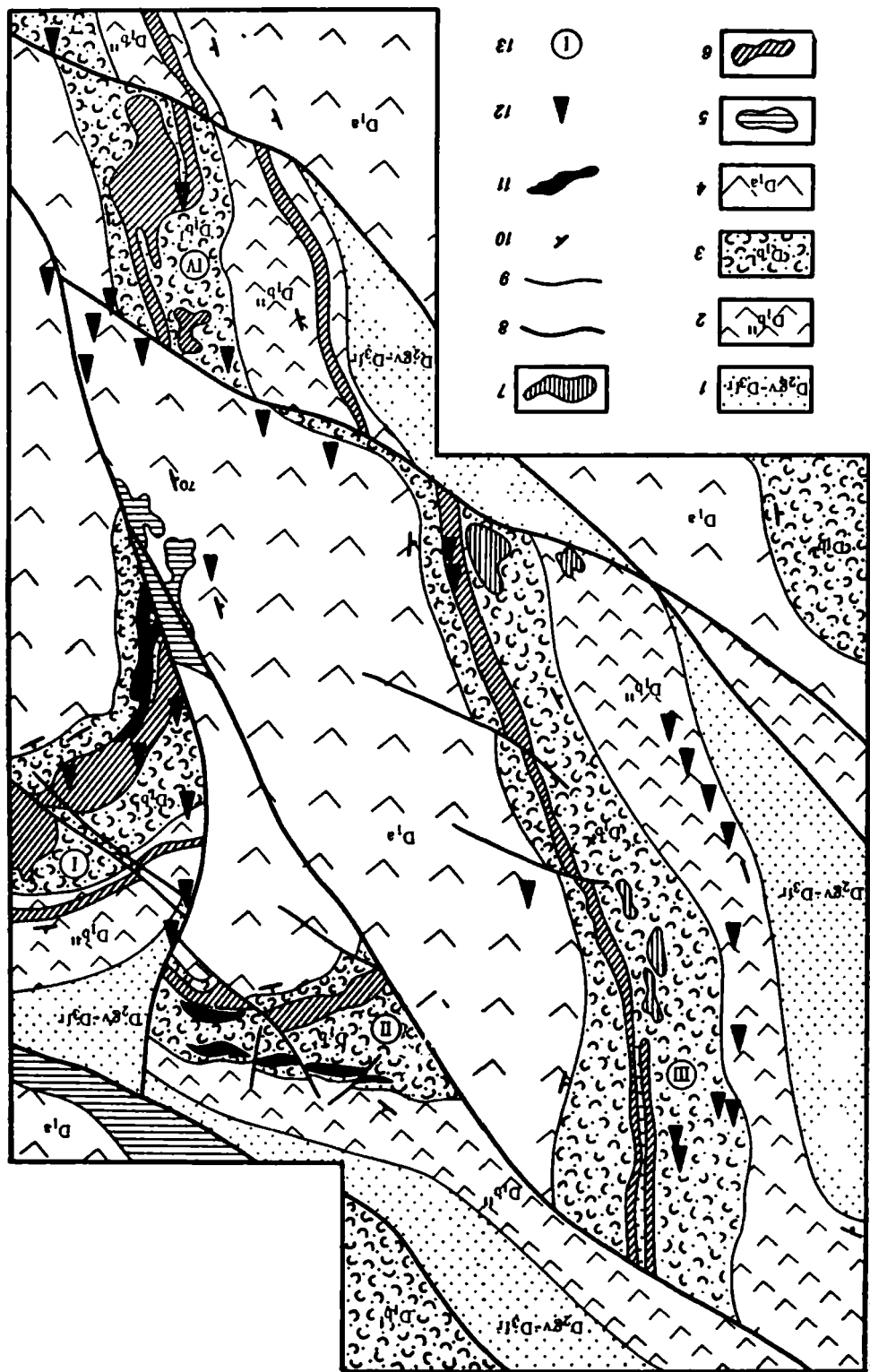
Первичные руды сформированы в одну стадию гидротермального процесса, завершившуюся выделением блеклой руды. Отмечается гипогенная зональность оруденения — обогащение центральных частей рудных залежей борнитом и теннантитом, а флангов — халькопиритом и пиритом (Сорокин, 1962).

Размещение оруденения контролируется сочетанием структурных и литологических факторов. Намечается рудоконтролирующее значение главного (субдолготного) разлома, отмеченного ореолами гидротермальных изменений пород и рассеянной рудной минерализации. Рудные залежи размещены в блоках, где рудовмещающая пачка слоистых пород, резко неоднородных по литологическому составу и физико-механическим свойствам, испытала наибольшую деформацию (изгиб и расслоение). Основная масса руд сосредоточена в туфах кислого и основного состава и углистых породах, составляющих небольшую часть разреза рудовмещающей пачки.

Особенности минерального состава руд Беркары, опубликованные В. И. Сорокиным (1962), послужили основанием В. М. Попову (1964) категорически отнести оруденение Беркары к эксгальационно-осадочному типу. Данные, изложенные выше, не позволяют принять эту точку зрения.

Перспективы выявления новых рудных тел на поверхности практически исчерпаны. На глубину оруденение оконтурено не полностью.

Каракойтасская группа рудопроявлений протягивается узкой полосой длиной около 6 км вдоль осевой части одноименной антиклинали, разбитой на серию продольных горсто- и грабеноподобных блоков, усложненных более поздними поперечными и диагональными разрывами. Рудная минерализация — карбонаты меди и халькозин с реликтами борнита, возможно первичного, — локализована в субвулканических дайках среднего и кислого состава (предположительно нижнедевонских) в полосе дробления и слабого расщепления пород красно-



цветной толщи верхнего силура. На северо-западе зоны минерализованы также гидротермально-измененные эффузивы нижнего девона. Особенности состава руд в зоне гипергенеза позволяют предполагать халькопирито-борнитовый, маложелезистый состав первичных руд. По особенностям геологического строения и минерализации с Каракойтасской зоной очень сходно расположенное юго-западнее рудопоявление Куруозек.

Рудопоявление *Калмактас* в середине XIX в. эксплуатировалось небольшим карьером на медь и серебро. Найденный здесь самородок меди весом около 1 т (часть более крупного самородка) хранится в музее Ленинградского горного института. Оруденение локализовано в дайкообразном субвулканическом теле диабазовых порфириров. Вдоль секущих зон дробления развиты барито-кальцитовые жилки, сопровождаемые купритом, самородной медью, карбонатами меди, теноритом, самородным серебром. Ассоциация гипергенных минералов позволяет предполагать маложелезистый состав первичных руд. Оруденение, бедное и невыдержанное¹, не выходит за пределы дайки порфириров.

Рудопоявление *Кисмет*, расположенное северо-западнее Беркары, интересно пространственной приуроченностью к более древним силурийским субвулканическим миндалекаменным диабазовым порфирирам. По данным Г. П. Кошелева (1962), здесь наблюдается серия кварцевых и кальцитово-кварцевых жил и прожилков с неравномерной медной минерализацией (халькозин, реликты халькопирита), образующих подобие штокверковых полос, приуроченных к узким зонам повышенной трещиноватости.

Подавляющая часть рудопоявлений рассмотренного типа сосредоточена в пределах антиклинальных структур (Каракойтасской, Куруозекской) в полосе линейных складок и разрывных нарушений, расположенной в основном между Акбастауским и Куруозекским разломами. Для этой полосы, выходящей далеко за пределы рассматриваемой территории, предлагается название Акбастауской меднорудной зоны (Бурштейн, Веймарн, Кошелева и др., 1968). На северо-западном продолжении зоны отмечаются еще две площади с подобной минерализацией, расположенные по обе стороны от Акбастауского разлома. На западной — Тохтысуйской — площади оруденение локализовано в эйфельских эффузивах, в восточной — Алгабасской — несколько рудопоявлений приурочены к девонским и силурийским субвулканическим телам (одно из них — Кисмет — описано выше). Северо-западнее минерализация этого типа встречается спорадически.

В размещении оруденения на площади Акбастауской меднорудной зоны (включая большую ее часть, расположенную за пределами района) отмечаются следующие закономерности.

¹ Богатые скопления самородной меди выработаны в XIX в.

Рис. 58. Схема геологического строения Беркаринского рудного поля (составили В. И. Сорокин и И. А. Кошелева):

1 — живетский и франский ярусы — алевролиты и песчаники с прослоями и линзами известняков; нижний девон: 2 — D_{1b} — андезитовые порфириды и туфы, 3 — D_{1b} — рудовмещающая пачка — пересланяющиеся туфы андезито-базальтового состава, углистые алевролиты, туфогенные песчаники, туфы кислого и среднего состава, дацитовые порфириды, 4 — D_{1a} — андезитовые порфириды и туфы, прослои туфов липаритового состава и туфогенных песчаников; субвулканические образования D₁—D_{2e}: 5 — липаритовые порфиры, 6 — диабазовые порфириды, 7 — андезитовые порфириды; разрывные нарушения: 8 — крупные, 9 — мелкие; 10 — элементы залегания; 11 — рудные тела; 12 — рудопоявления меди; 13 — рудные участки: I — Восточный, II — Западный, III — 2-й Западный, IV — Южный

С юго-востока на северо-запад наблюдается омоложение возраста рудовмещающих пород: ордовик-силур в Акбастау-Кусмурунском рудном узле, силур — на месторождении Мизек, нижний девон, реже эйфельский ярус — в районе Беркары.

Меняется и характер оруденения. Сплошные колчеданно-полиметаллические залежи месторождения Кусмурун сменяются на Акбастау вкрапленными, местами с баритом. Северо-западнее, на месторождении Мизек, руды барито-полиметаллические. Далее к северо-западу преобладает борнито-халькопиритовый (маложелезистый) тип оруденения с баритом (Калмактас) и без барита (Беркара).

Отличия в составе типов руд очевидны. Если по относительным содержаниям железа, серы и меди в сульфидной части борнито-халькопиритовые руды близки к медистым песчаникам (Сорокин, 1962), то сплошные руды Кусмуруна и Акбастау сходны с типичными колчеданами, отличаясь от них повышенным содержанием Ba и Pb (Яренская, 1963). В то же время сопоставление минерального состава руд позволило установить и элементы сходства между ними, а также закономерность изменения состава по простиранию зоны, выраженную в уменьшении содержания пирита и халькопирита и увеличении маложелезистых сульфидов меди (Бурштейн и др., 1968). Во всех месторождениях, кроме Беркары, присутствуют барит и золото.

Около 80% рудопроявлений и все месторождения Акбастауской зоны расположены в полосе дислокаций между Куруозекским и Акбастауским разломами (рис. 59). Акбастау-Кусмурунский узел приурочен к участку смены простираний региональных структур. Другие скопления рудных объектов совпадают с участками пересечения зоны диагональными и поперечными нарушениями. Локализация отдельных месторождений, рудных тел, рудопроявлений контролируется более мелкими разрывными нарушениями, зонами дробления и рассланцевания, а также границами раздела комплексов, свит, пачек. Последнее подтверждают статистические данные (рис. 60). Рудная зональность сопровождается изменением общего типа дислокаций и характера рудоконтролирующих структур по простиранию. Если на юго-востоке зоны развиты пластические деформации и интенсивное рассланцевание пород (Акбастау), то для северо-западной части характерны грабенообразные структуры, локальное дробление и слабое рассланцевание (Беркара, Каракойтас). Это может объясняться изменением глубины эрозийного среза рудоконтролирующей зоны разломов.

Оруденелыми чаще всего являются зеленоцветные вулканы среднего и основного состава. Например, на Беркаре в горизонте андезитобазальтовых туфов минерализованы зеленые разности, в то время как красные безрудны. Главные отличия между ними — в содержаниях закисного и окисного железа (табл. 29).

Таблица 29

Химический состав андезитобазальтовых туфов

№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	п. п. п.	H ₂ O	Сумма
1	58,99	1,14	13,48	8,68	5,50	0,10	2,52	1,93	0,14	3,31	4,09	0,52	100,40
2	52,88	0,98	16,51	1,17	11,42	0,19	3,58	1,81	0,92	2,01	7,01	0,41	98,99

1—красные туфы; 2—зеленые туфы (хим. лаборатория геологического факультета МГУ).

Аналогичны, по-видимому, причины приуроченности оруденения к зеленоцветным фациям силурийских песчаников (см. ниже). Благоприятны для рудоотложения и углистые породы (Беркара), роль которых как осадителей сульфидов общеизвестна.

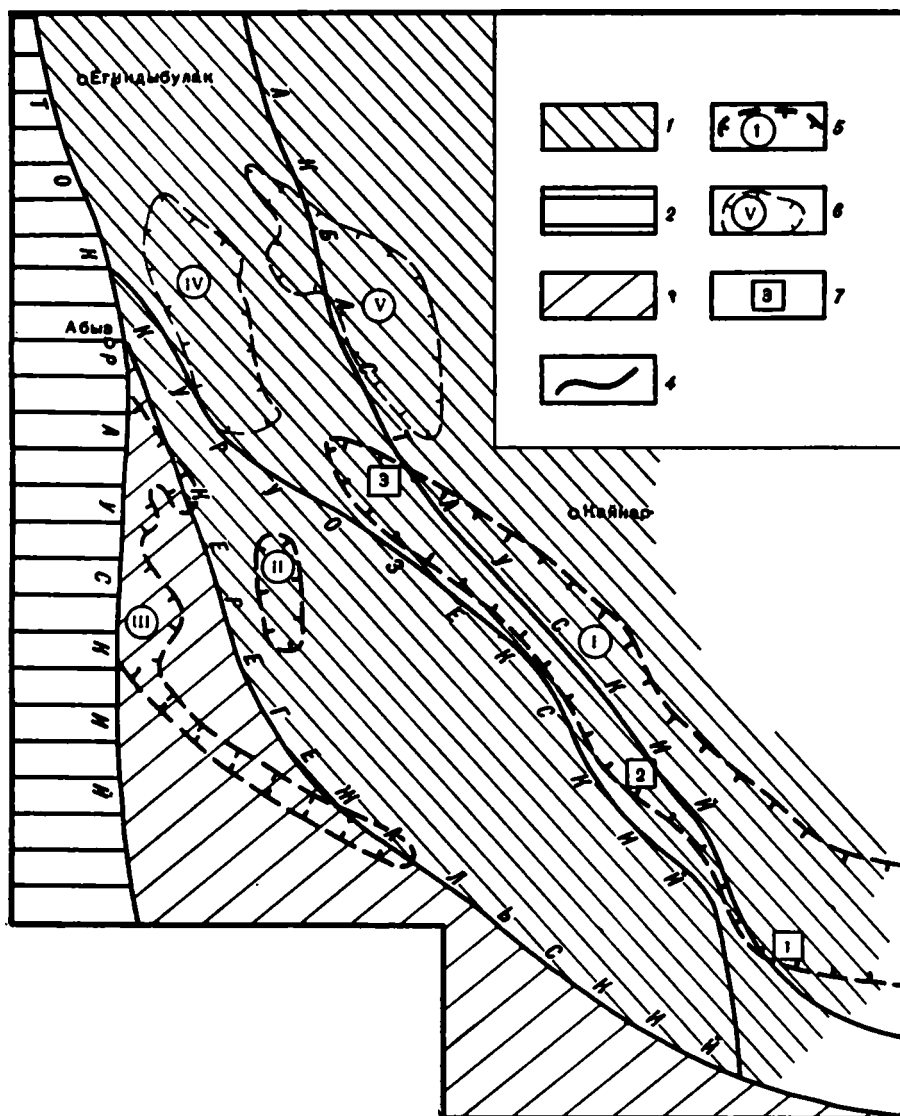


Рис. 59. Схема положения меденосных зон в региональных структурах: 1 — Акбастауский антиклинорий; 2 — Токрауская впадина, зона Карадон-Темиршинского разлома; 3 — краевая зона Джунгаро-Балхашской области; 4 — главные разломы; 5 — меднорудные зоны и площади: I — Акбастауская, II — Буурлинская, III — Аиртасская; 6 — зоны рассеянной медной минерализации: IV — Тохтысуйская, V — Алгабасская; 7 — рудные поля и узлы. Цифрами обозначены: 1 — Акбастау-Кусмурунский узел, 2 — Мизекское, 3 — Беркаринское рудное поле

Состав пород влияет на характер околорудных изменений: в вулканитах кислого состава преобладают окварцевание, серицитизация, альби-

ных типов в единой тектонической зоне и постепенное изменение вещественного состава по ее простиранию — позволило нам высказать предположение о близком — среднепалеозойском возрасте оруденения на всем протяжении Акбастауской зоны (Бурштейн, Веймарн, Кошелева и др., 1968).

Наконец, детальные исследования А. Д. Каипова на месторождениях Акбастау и Кусмурун привели его к выводам о вулканогенно-гидротермально-осадочном происхождении оруденения и его тесной связи с деятельностью ордовикского палеовулкана (Каипов, 1968, 1969).

Для более определенного решения этого вопроса необходимо изучение процессов метаморфизма и регенерации руд и масштаба их проявления, что позволило бы объективно интерпретировать наблюдаемые соотношения рудных тел с деформационными структурами вмещающих пород.

Помимо описанных типов оруденения, в Акбастауском антиклинории распространена также прожилково-вкрапленная медная минерализация среди силурийских осадочных пород. Большинство рудопроявлений сосредоточено в Отызбесской синклинальной зоне, а также в расположенной севернее Жанбазарской синклинали.

Группа рудопроявлений *Буурлы* приурочена к средней части пестроцветной силурийской толщи. Оруденение локализовано в серо-зеленых песчаниках и алевролитах, отличающихся от окружающих красноцветных преобладанием закисного железа над окисным и повышенной карбонатностью, и прослеживается в виде серии маломощных кулисно расположенных линзовидных тел на протяжении 2,7 км (с перерывами) при мощности отдельных тел от 1 до 5—10 м и протяженности до 200—250 м. Среди гипергенных минералов меди А. И. Перелыгина и С. М. Смирнов (1960) установили реликты халькопирита и гипогенного борнита (с эмульсионными выделениями халькопирита).

Рудопроявление *Каратаг* расположено в песчаниках той же толщи вблизи крупного Айгыржальского разлома. Прожилково-вкрапленная минерализация (карбонаты меди, халькозин, куприт, реликты пирита, халькопирита, борнита) образует узкие зоны в линзе зелено-серых известковистых (СаО до 19%) песчаников и алевролитов. Второй тип минерализации представлен тектоническими брекчиями в зонах разрывов с гнездовым, местами интенсивным, оруденением (халькопирит, борнит, окислы и карбонаты меди).

С описанными рудопроявлениями очень сходны многие проявления и зоны медной минерализации, встречающиеся среди силурийских (иногда ордовикских) осадочных пород, в том числе и в Акбастауской зоне.

А. И. Перелыгина и С. М. Смирнов (1960) отмечали их аналогию с месторождениями медистых песчаников. Этому противоречит отсутствие стратиграфического контроля оруденения (рис. 60), особенности морфологии, гидротермальные изменения вмещающих пород — окварцевание, карбонатизация, реже хлоритизация.

Парагенезис гипергенных минералов и реликтовых сульфидов, свидетельствующий о маложелезистом медном составе первичных руд, сходных с беркаринскими, контроль оруденения разрывными нарушениями, пересекающими девонские породы, позволяют в первом приближении отнести рассматриваемые рудопроявления к той же ранневарисийской борнито-халькопиритовой формации.

Медное оруденение краевой зоны Джунгаро-Балхашской области, во многих отношениях сходное с вышеописанной меднорудной формацией, выделяется в особую группу, так как обладает признаками более молодого возраста. Полоса наибольшего скопления рудопроявлений вы-

делена под названием Аиртасской меденосной зоны. Здесь развиты проявления маложелезистых медных руд, сходных по составу и особенностям локализации с халькопирит-борнитовой формацией Акбастауской зоны, отдельные рудопроявления близки к колчеданному типу.

К маложелезистому медному типу принадлежат десятки рудопроявлений Аиртасской зоны и, в частности (с северо-запада на юго-восток), Бакай, Сарышоки, Сиректас, Ю. Аиртас, В. Коссай, Домрат, Ю. Домрат, Карачилик и др.

На севере Аиртасской зоны, в рудопроявлениях *Бакай, Сарышоки, Сиректас* медная минерализация приурочена к зонам дробления и развития кварцево-кальцитовых и кварц-эпидот-кальцитовых прожилков в миндалекаменных андезит-базальтовых порфиритах, субвулканических и покровных, живетского возраста. Местами вторичные медные минералы совместно с кварцем, эпидотом и кальцитом выполняют миндалины. Связь оруденения с секущими зонами дробления, ассоциация медных минералов с эпидотом и пониженный геохимический фон меди в миндалекаменных порфиритах (см. ниже) исключают возможность аналогии с «медно-цеолитовым» типом оруденения.

В рудопроявлениях, расположенных южнее, среди вмещающих пород преобладают вулканиты среднего состава. Здесь вторичные медные минералы, иногда с реликтами гипогенных сульфидов — халькопирита и борнита, образующих решетчатые структуры распада (Южный Домрат) приурочены к эпидотизированным и окварцованным в зонах дробления живетским туфам андезитового состава и туфогенным песчанникам.

В геологическом строении площади рудопроявления *Домрат* участвуют живетские лацитовые туфы, туфогенные песчанники, базальтовые порфириды, прорванные субвулканическими телами кислого состава и слагающие брахиантклиinalную складку, нарушенную разломами и зонами расланцевания северо-западного простирания. Вдоль расланцевания зеленых туфогенных песчанников располагаются вытянутые тела ожелезненных гидротермально-метасоматических кварцитов мощностью до 15 м с повышенными содержаниями Cu, Pb и Mo. Прожилково-вкрапленное медное оруденение разобщено от кварцитов и приурочено к зоне окварцевания, эпидотизации и карбонатизации туфогенных песчанников вдоль разлома.

На прочих рудопроявлениях этого типа характер оруденения и геологическая обстановка во многом аналогичны вышеописанным.

К колчеданному типу по ряду признаков близки рудопроявления Аиртас и Коссай.

Участок рудопроявлений *Аиртас* слагают живетские туфы и лавы кислого и среднего состава и туфогенные песчанники, прорванные субвулканическими липаритовыми порфирами. По крупному разлому и мощной зоне расланцевания с ними контактирует более молодая осадочная толща. Вдоль главной и параллельных ей более мелких зон расланцевания породы гидротермально изменены и местами превращены в метасоматические кварциты, образующие узкие линейно вытянутые тела. На участке отмечается медная минерализация (халькопирит, халькозин, ковеллин, самородная медь, карбонаты меди) в расланцованных и гидротермально-измененных андезитовых порфиритах и пиритовое оруденение (прожилково-вкрапленное и сплошное) в измененных субвулканических липаритовых порфирах.

На участке *Коссай* рудная минерализация тяготеет к субширотному разлому, по которому соприкасаются вулканиты эйфельского и живетского возраста и выходят штокообразные субвулканические тела кислого

состава, вероятно, более молодые. Вулканогенные породы вдоль разлома превращены в кварцево-серпичитовые сланцы и вторичные кварциты с повышенным содержанием Cu, Pb, Mo, As. На глубине в кварцитах по андезитовым туфам скважиной пересечены обильные прожилки сплошного мелкозернистого пирита.

В размещении минерализации маложелезистого и колчеданного типов Аиртасской зоны ведущая роль принадлежит сочетанию структурного и литологического контроля.

Расположение Аиртасской зоны в клиновидной полосе у сопряжения Токрауского и Керегежальского разломов определило ее сложную блоковую структуру. Складчатые формы здесь резко асимметричны и подчинены разрывным нарушениям. Оруденение тяготеет к разрывным нарушениям северо-западного направления и локализуется обычно в сравнительно мелких зонах дробления и рассланцевания.

При анализе размещения рудной минерализации в стратиграфическом разрезе отмечается резко выраженная концентрация меди в живетских вулканитах среднего и основного состава.

Большая часть медных и колчеданных рудопроявлений пространственно связана с субвулканическими породами, локализуясь обычно по их периферии (Ю. Домрат), иногда — в самих телах (Бакай). Возраст субвулканических комплексов, ассоциирующих с оруденением, различен — от среднего девона до верхнего палеозоя. К последним можно отнести многочисленные тела кислого состава, внедрившиеся по разрывам, секущим девонские породы, и местами дающие мелкие апофизы по плоскостям сланцеватости.

Представляет интерес обнаружение во вторичных кварцитах рудопроявления Коссай, расположенного вблизи Котуртасской скарновой зоны, обильных реликтовых зерен граната размером до 2,5 см, указывающее на локальное проявление скарновой стадии, предшествовавшей образованию серпичито-кварцевых пород с колчеданной минерализацией (Щебуняев, 1960).

Таким образом, для различных типов медного оруденения Аиртасской зоны приуроченность рудопроявлений к разрывным нарушениям, секущим весь разрез девона, ассоциация с последевонскими субвулканическими телами, соотношения рудоносных кварцитов с зонами рассланцевания и скарнами свидетельствуют о последевонском возрасте большей части рудопроявлений.

Сопоставление меденосных формаций

Медное оруденение Акбастауской и Аиртасской рудных зон обнаруживает черты сходства, проявившиеся в составе минерализации (в основном, для борнито-халькопиритового типа), в соотношениях с деформационными структурами и магматическими породами, в характере литологического контроля. Основные различия, помимо масштабов оруденения, вытекают из структурного положения зон. Если рудообразование в Акбастауской зоне может быть отнесено к ранневариссийскому этапу развития краевых структур Чингиза, то Аиртасская зона отчетливо связана с позднепалеозойской историей Джунгаро-Балхашской складчатой области.

Для медного оруденения сравниваемых зон типична локализация в зеленоцветных фациях вулканогенных, реже осадочных пород. Эта закономерность известна и для других провинций. Ряд исследователей объясняет ее повышенным по сравнению с кларками содержанием меди в вулканитах среднего и основного состава этих районов, допуская, что

породы могли явиться источником меди для образования ее концентраций. Это рассматривается часто и как отражение генетической или парагенетической связи оруденения с рудовмещающими вулканитами.

В табл. 30 приведены средние содержания меди в эффузивах по данным опробования опорных разрезов нижнего-среднего девона¹.

Таблица 30

Содержание меди в девонских вулканитах, в процентах (числитель—количественный, знаменатель—полуколичественный спектральный анализ)

Состав пород	Акбастауская зона		Айртасская зона	
	нижний девон	эйфельский ярус	низы живецкого яруса	
Кислые	$\frac{—}{5 \cdot 10^{-4}}$	$\frac{1,5 \cdot 10^{-3}}{1 \cdot 10^{-3}}$	—	$\frac{2,7 \cdot 10^{-3}}{—}$
Средние	$\frac{—}{1 \cdot 10^{-3}}$	—	$\frac{—}{1 \cdot 10^{-3}}$	$\frac{7 \cdot 10^{-3}}{—}$
Основные	$\frac{8,3 \cdot 10^{-3}}{—}$	—	—	—

Эти содержания не превышают кларков меди в соответствующих породах (Виноградов, 1962; Wedepohl, 1962 и др.).

Субвулканические породы не отличаются по содержанию меди от лав и поэтому в таблице не выделены.

Силурийские терригенные породы Акбастауского антиклинория, в том числе зеленоцветные, также характеризуются низкими средними содержаниями меди — от $4 \cdot 10^{-4}$ до $1 \cdot 10^{-3}\%$.

В гидротермально-измененных боковых породах некоторых рудопроявлений содержания меди понижены (Воскресенская, Веймарн, 1965). Однако на месторождениях, как борнит-халькопиритовых (Беркара, по И. Г. Ганееву, 1960), так и колчеданных (Муканов, Ромашин, 1961), измененные боковые породы несут повышенные содержания меди и элементов-спутников.

Таким образом, геохимические данные подкрепляют вывод о том, что приуроченность концентраций меди к зеленоцветным породам является проявлением литологического контроля. Это позволяет рассматривать рудопроявления и рассеянную медную минерализацию в качестве возможных индикаторов скрытого оруденения.

Участие в рудообразовании металла, вынесенного из вмещающих пород, вполне вероятно для железа колчеданных руд, сопровождаемых мощными зонами гипогенного осветления, железо из которых почти полностью вынесено.

Устойчивая ассоциация оруденения с субвулканическими и жерловыми образованиями позволяет предполагать (по крайней мере, для борнит-халькопиритового типа) его связь с деятельностью глубинных магматических источников, в более ранние стадии которой формировались соответствующие вулканогенные комплексы. В этом смысле законо-

¹ Полуколичественные анализы (Ю. С. Макаренкова, МГУ) обрабатывались методом кумулятивной прямой на вероятностной шкале. Количество проб в выборке — от 40 до 10. Количественные анализы с контролем дитизионовым методом (Н. Ф. Зверева, МГУ) сгруппированы по возрасту (Воскресенская, Веймарн, 1965).

мерна приуроченность Акбастауской зоны к поясу интенсивного девонского вулканизма, окаймляющему с юго-запада геоантиклиналь Чингиза.

Ближайшим аналогом Акбастауской зоны в Центральном Казахстане является выделенная М. П. Русаковым (1933) протяженная Спасская зона, приуроченная к южной части широтной ветви девонского краевого вулканического пояса. В этой зоне присутствуют борнит-халькопиритовые (Коктасджаргас и др.) и барито-полиметаллические месторождения (Шоптыкуль, Джалаир), а также признаки колчеданного оруденения во вторичных кварцитах (Джусалы), а закономерности размещения руд во многом близки к описанным для зоны сочленения Чингиза и Прибалхашья (Бурштейн, Кабанов и др., 1969).

В изученной части Токрауской впадины мелкие рудопроявления унаследованы среди вулканогенных пород харкаралинской, реже более молодых свит, где они связаны с участками дробления и гидротермального изменения (окварцевания, эпидотизаций и т. д.) туфов среднего и кислого состава, андезитовых лав и субвулканических пород, а также со вторичными кварцитами по этим породам.

Сульфиды меди присутствуют в кварцевых жилах, секущих граниты калдырминского комплекса (Бехтинский массив), реже — эффузивы карбона, в скарнах на участках окварцевания и грейзенизации (с молибденом), связанных с дайками джаксытагалинского комплекса (бассейн р. Казанган), а также в рудопроявлениях Pb-Zn, Fe и других металлов.

Отдельные рудопроявления меди связаны с пермскими гранитоидами (Мийлибулак, Кент).

Район в целом достаточно детально опроискован на медь. Дальнейшие поиски должны быть ориентированы на выявление месторождений, скрытых в палеозойских породах или под покровом кайнозойских отложений в пределах намеченных контуров распространения гидротермальных меденосных формаций.

Свинцово-цинковые руды

На описываемой территории известно мелкое полиметаллическое месторождение Муздучат, около 25 рудопроявлений свинца и цинка, иногда содержащих барит и золото, а также множество точек минерализации и ореолов рассеяния свинца и цинка.

В изученной части Чингизской провинции единичные свинцово-цинковые рудопроявления кварцево-жильного типа (Кварцевое, Ители) тяготеют к Куруозекскому разлому. Более крупные концентрации известны за пределами района (Мизек, Кусмурун).

Подавляющая часть свинцово-цинковых руд сосредоточена в Балхашской провинции. Здесь выделяются по составу несколько типов оруденения: скарново-полиметаллический, баритово-полиметаллический (с золотом), собственно свинцово-цинковый, существенно свинцовый, кварцевожильно-полиметаллический, связанные между собой постепенными переходами. Большая их часть обладает признаками близости времени формирования с топарским и калдырминским интрузивными комплексами, для других устанавливается более молодой возраст и, наконец, для некоторых можно говорить лишь о вероятном верхнепалеозойском возрасте.

Ассоциация свинцово-цинковых и золото-барито-полиметаллических рудопроявлений, близких по времени формирования к топарскому комплексу, распространена в пределах краевых металлогенических зон Балхашской провинции. На севере района они образуют четко выраженный Жумагул-Беркутинский рудный узел.

Жумагульская группа рудопроявлений расположена среди андезитовых порфиров и туфов каркаралинской свиты. Наиболее крупное из них — Жумагул I — представлено небольшим линзообразным телом окисленных полиметаллических руд в зоне дробления у контакта с дайкой гранит-порфиров. В рудах установлены галенит, реликты сфалерита, вторичные минералы свинца, цинка и меди, гематит, вад. Другие рудопроявления представлены кварцевыми жилами и прожилками с убогой минерализацией. Жумагульская группа в целом вытянута в меридиональном направлении, в соответствии с ориентировкой рудоконтролирующих разрывных нарушений.

Южнее расположена группа баритово-полиметаллических, медных, алунитовых и андалузитовых рудопроявлений, большей частью связанных со вторичными кварцитами тор Беркуты (золотоносные баритовые и кварцево-баритовые жилы описаны в разделе «Золото»):

Возраст оруденения устанавливается по следующим соображениям:

1) нижняя возрастная граница определяется пересечением рудоконтролирующими нарушениями эффузивов каркаралинской свиты; 2) для вторичных кварцитов Беркутинской группы установлен послесреднекаменноугольный (послетопарский) возраст; 3) Жумагул-Беркутинский рудный узел тяготеет к топарским гранодиоритам, располагаясь (по геофизическим данным) в надинтрузивной зоне Койтасского гранодиоритового массива.

В краевой зоне Джунгаро-Балхашской области свинец и цинк присутствуют в ряде существенно медных рудопроявлений (Иргайлы, Коссай, Домрат). Их повышенные концентрации устанавливаются по периферии Торткульского массива гранитоидов, где располагается рудопроявление *Бесалан*.

Участок рудопроявления слагают вулканиты каркаралинской свиты, прорванные небольшими телами топарских гранодиоритов. Оруденение представлено сетью кварцево-карбонатных прожилков с сульфидами в зоне дробления андезитовых порфиров и туфов. Оруденелые участки имеют линзовидную форму. Первичные рудные минералы — пирит, сфалерит, халькопирит, галенит, реже — магнетит, буланжерит, марказит. В прожилках иногда присутствуют барит и хлорит. Вмещающие породы хлоритизированы, окварцованы, содержат вкрапленность пирита и халькопирита. В формировании руд выделяются стадии: 1) окварцевание и пиритизация зоны дробления; 2) образование кварцево-карбонатных прожилков с халькопиритом и пиритом; 3) отложение сфалерита, галенита, халькопирита II, позднего карбоната, хлорита.

К этой возрастной группе с некоторой долей условности нами относятся также барит-полиметаллическая минерализация протяженной *Атабай-Дугулинской рудной зоны*, расположенной к западу от Кентского массива, вопросы происхождения и возраста которой являются дискуссионными. В этой зоне известны тонкослоистые марганцево-гематитовые и пиритовые руды, сходные с оруденением Атасуйского района, а также медные, свинцово-цинковые и золото-барит-сульфидные рудопроявления, приуроченные, в основном, к одному горизонту верхнедевонских осадочных пород. На изученной территории располагается восточный фланг зоны, где в зонах дробления развиты кварцево-баритовые жилы и прожилки с сульфидами свинца и цинка и примесью Cu, Mo, Au. Местами они ассоциируют с линзами гематит-марганцево-кремнистых сланцев, прорванными пластовыми телами микродиабаз.

Часть исследователей (Бурштейн, 1952; Лягоменко, 1956 и др.) считала сульфидную минерализацию зоны эндогенной, другие относят ее

к осадочно-регенерационному типу (Беспалов, 1960) или связывают их с девонским вулканизмом (Щерба, 1964, 1967).

При решении вопросов генезиса и возраста полиметаллических руд зоны надо принять во внимание приуроченность их концентраций к рассланцованным породам, близость среднекаменноугольных топарских интрузий (дайки гранодиорит-порфиров и др., локальные проявления скарнирования), наличие молибденово-медной минерализации, аналогичной рудам Байского месторождения, приуроченного к дайкам топарского комплекса. Существенно также сходство золотоносных баритовых жил зоны с аналогичными жилами Бала-Беркуты, секущими вулканы карбона.

Поздневарисийская барито-полиметаллическая формация представлена месторождением Муздучат и серией рудопоявлений.

Наиболее детально изученным представителем (генотипом) данной формации является расположенное западнее Карагайлинское баритово-полиметаллическое месторождение, приуроченное к экзоконтактовой зоне верхнекаменноугольного гранитного массива. Его оруденение, по нашим данным, образовалось после внедрения диорит-порфировых даек джаксытагалинского комплекса (Бурштейн, Безмен, 1968).

Полиметаллическая минерализация, относимая к этой группе, сосредоточена преимущественно в Карадон-Темиршинской металлогенической зоне, особенно на площади между Бохтинским и Кызылашинским массивами, представляющей по геофизическим данным надинтрузивную зону единого гранитного тела (Южно-Boхтинский рудный узел).

Наиболее крупным здесь является небольшое месторождение *Муздучат*. Его площадь слагают живетско-франские кремнистые алевролиты, песчаники, глинистые сланцы с маломощными линзами известковистых песчаников и алевролитов, перекрываемые андезитовыми порфиритами и туфами каркаралинской свиты. Близость гранитов Бохтинского массива выразилась в ороговиковании пород и присутствии даек гранит-порфиров и более молодых диоритовых и диабазовых порфиров.

Месторождение располагается на крыле небольшой антиклинальной складки с падением пород по углам 40—60°. Оруденение приурочено к продольным крутопадающим зонам дробления среди алевролитов и песчаников (в отдельных случаях — к поперечным зонам) и представлено тонкими жилообразными телами, вкрапленностью и прожилками сульфидов в окварцованных и баритизированных тектонических брекчиях. Наблюдаются прожилки гранат-скаполит-антинолитовых скарнов. Среди сульфидов резко преобладает галенит, отмечены также сфалерит, халькопирит, пирит. Хорошо развита зона окисления.

На северо-востоке месторождения прослеживается барит-галенитовая жила мощностью до 1 м, содержащая местами сплошной крупнокристаллический галенит, а в зальбандах — более бедную вкрапленность и прожилки сульфидов. Во второй зоне дробления отмечено вкрапленное оруденение с жилой церуссита мощностью до 0,70 м. Богатые руды галенитовой и церусситовой жил в основном выработаны. Скважины пересекали на глубине порядка 100 м скарновые и баритовые прожилки с бедным оруденением.

В непосредственной близости от Муздучата расположено рудопоявление *Актау II*, представленное вкрапленностью и гнездами галенита, реже халькопирита и гематита в кварцевых и баритовых прожилках и вмещающих — окварцованных и баритизированных — брекчированных туфах каркаралинской свиты. Отмечены также скаполит и актинолит, свидетельствующие о слабом развитии скарновой стадии. Оруденение

локализовано в узких зонах дробления различного простирания при почти полном отсутствии гидротермальных изменений и рудной минерализации за их пределами. Невыдержанность оруденения не позволяет высоко оценивать его перспективы.

На рудопоявлении Актау I кварцево-баритовые жилы с полиметаллической минерализацией залегают среди андезитовых порфиров, туфов и туфопесчаников каркаралинской свиты, прорванных липаритацитовым экструзивным телом верхнего палеозоя.

Остальные рудопоявления этого узла представлены кварцевыми жилами с вкрапленностью сульфидов в гранитах (Бохты I, II, Даут), локализованными в разрывных нарушениях сколового типа среди гранитов или в их экзоконтактовой зоне.

Южнее в пределах Карадон-Темиршинской металлогенической зоны известно множество ореолов рассеяния и отдельные рудопоявления свинца и цинка среди вулканитов верхнего палеозоя, также приуроченные к надинтрузивной зоне скрытых гранитных тел.

Западнее, в бассейне рек Казангап и Сарыкурак известны проявления и признаки свинцово-цинковой минерализации, приуроченной к секущим зонам дробления в аркозовых и туфогенных песчаниках (Сенгер-тас), к субвулканическим и жерловым породам архарлинской свиты или к интрузиям джаксытагалинского комплекса.

В связи с акчатауским комплексом известно скарново-полиметаллическое рудопоявление Богоявленское (Кент).

Среди рудопоявлений, возрастное положение которых неясно, следует отметить скарново-полиметаллическое *Шатырагаш*, в мраморизованных и скарнированных известняках нижнего девона. Ближайшие выходы интрузивных пород (топарских гранодиоритов) известны в 5 км. к северо-западу от участка.

Наибольшее количество рудопоявлений залегает среди вулканитов каркаралинской свиты, несколько меньше — в осадочных живетских и верхнедевонских отложениях. Однако к последней группе относится месторождение Муздучат, а на смежных с запада площадях — основные концентрации свинцово-цинковых руд.

Перспективы выявления в районе месторождений, выходящих на дневную поверхность, как и для меди, практически отсутствуют. При благоприятной экономической конъюнктуре могут быть рекомендованы для глубинных поисков площади Жумагул-Беркутинского и Южно-Бохтинского рудных узлов. Наиболее перспективны околоконтактовые и надинтрузивные зоны массивов топарского и особенно калдырминского комплексов, располагающихся среди осадочных пород живетско-франского и фаменского возраста. В области развития мощных вулканогенных толщ Токрауской впадины, где отмечается обилие ореолов рассеяния свинца и цинка, перспективы поисков ограничены, так как сочетание пологолежачих, слабо слоистых вулканогенных толщ с крутопадающими разломами и трещинами не благоприятствует формированию крупных сульфидных залежей.

Золоторудные проявления

В районе известны немногие рудопоявления золота кварцево-жильного, вторично-кварцитового и барит-сульфидного типов.

Золотоносность юго-восточной части Акбастауского антиклинория связана с распространением медных и барит-полиметаллических руд колчеданного типа. В изученной нами северо-западной части антиклинория минерализация имеет иной характер. Ее максимум устанавливается:

в зоне ранневарисцийских прогибов. Золотоносные кварцевые жилы и штокверки и шлиховые ореолы золота приурочены к зонам дробления и расщепления терригенных силурийских пород в полосе, тяготеющей к Айгыржальскому глубинному разлому. Жильный кварц — белый, крупнозернистый, с бурыми охрами по трещинам, иногда — с примазками медной зелени. Золото установлено протоочными пробами.

Ближний характер имеет золотая минерализация в кварцевых штокверках и зонах окварцевания среди среднедевонских жерловых пород трахилипаритового и липарит-дацитового состава. В одном из штокверков установлены единичные знаки киновари.

Возраст золоторудной минерализации предположительно ранневарисцийский. Золотоносность гидротермально-измененных жерловых образований, несущих местами повышенные содержания Mo, Hg, Nb, Th, F, может связываться парагенетически с заключительными стадиями деятельности глубинных очагов вулканизма. Кварцевые жилы, приуроченные к разломам, секущим как силурийские, так и девонские породы, имеют, вероятно, близкий возраст. Характерно, что площадь золотой минерализации примыкает к контуру мышьяково-ртутной, также тяготеющей к Айгыржальскому разлому. Ассоциация золота и мышьяка известна для многих золоторудных районов.

В краевой зоне Джунгаро-Балхашской области известно рудопроявление золота *Кумадыр*, приуроченное к линзообразному телу серицитовых кварцитов, образованных по живетским андезитовым порфирирам и частично по живетско-франским песчанникам вдоль разлома и зоны расщепления северо-западного простирания. Золото установлено В. Ф. Беспаловым в ноздреватых и лимонитизированных кварцитах и подтверждено шлиховым опробованием.

Проявления и признаки золотоносности в Токрауской впадине большей частью, связаны со вторичными кварцитами гор Пайпак, Улькен-и Киши-Беркуты. Из них наиболее изучено рудопроявление *Бала-Беркуты*, представленное кварцево-баритовыми жилами среди живетско-франских песчанников и алевролитов, а также андезитовых порфиритов и туфов каркаралинской свиты. В жилах установлены бедная полиметаллическая минерализация, золото и местами гнезда крупночешуйчатого гематита. Рудовмещающие разрывные нарушения осложняют субширотную антиклинальную складку с пологим северным и крутым южным крылом.

В. Ф. Беспалов (1948) указывает на возрастание роли кварца в жилах с приближением к вторичным кварцитам и на повышенные содержания Pb, Zn, Cu и Au в последних, что может указывать на парагенетическую связь жил и кварцитов.

Рудопроявления и признаки золотоносности, связанные со вторичными кварцитами, располагаются в пределах контура полиметаллической минерализации (Жумагул-Беркутинский узел) и обнаруживают тесную связь с последней. Наложение кварцитизации на топарские гранодиориты позволяет отнести оруденение к соответствующему металлогеническому этапу.

Шлиховые ореолы золота устанавливаются на отдельных участках развития более молодых гранитоидных комплексов: калдырминского (Южно-Бохтинский узел, бассейн р. Казангап), джаксытагалинского и акчатауского (Кувский и Кентский массивы).

Дальнейшие поисковые работы целесообразно направить следующим образом: 1) поиски месторождений жильно-штокверкового типа в полосе, прилегающей с севера к Айгыржальскому разлому (с проверкой возможной золотоносности зон расщепления); 2) изучение золотонос-

ности вторичных кварцитов краевой зоны; 3) проверка возможной золотоносности древнего аллювия селетинской свиты.

Мышьяково-ртутная минерализация

Своеобразная мышьяково-ртутная минерализация в изученной части Акбастауского антиклинория представлена рудопроявлениями Ушкара и Кенасу.

Рудопроявление *Ушкара* отмечалось В. Ф. Беспаловым как точка минерализации сурьмы. Нами была прослежена протяженная субмеридиональная зона окварцевания и лимонитизации в живетско-франских осадочных породах, измененных вдоль тектонического контакта с песчаниками силура, и выявлена ртутная минерализация (прожилки киновари) в сопровождении повышенных содержаний As, Sb, Zn, Cu, Mo и др. Последующими исследованиями Р. С. Бикмеева и других установлено, что рудовмещающие породы являются интенсивно окварцованными и катаклазированными известняками (джасперондами), а ртутная минерализация — гнездовые скопления дисперсной киновари — сопровождается ореолами рассеяния Hg, As, Sb, Mo, Pb, Au, Ag, Zn, Ni, Co, F, Ba и других элементов.

На рудопроявлении *Кенасу* (южная окраина Кайнарской мульды) в эйфельских липаритовых порфирах прослеживаются на небольшом протяжении спорадическая вкрапленность и прожилки киновари и флюорита. В окрестностях отмечаются шлиховые ореолы киновари. По данным А. И. Назарцева и других, здесь установлены ореолы рассеяния Hg в сопровождении Pb, Zn, Mo, As и Au.

Возраст и характер связи с магматизмом для мышьяково-ртутной минерализации остаются неясными. Отсутствие проявлений более молодого магматизма на прилегающих площадях, примыкание рудоносного контура в районе Ушкоры к площади развития золотой минерализации, совместное нахождение золота и киновари в отдельных жерловинах эйфельского возраста позволяют отнести эту минерализацию к ранневариссийскому этапу развития. Интересна локализация рудопроявлений вблизи разрывных нарушений длительного развития (Акбастауского, Айгыржалского), а также пространственная близость минерализации на Ушкоре к трещинной интрузии гипербазитов, что характерно для ртутного оруденения многих регионов (Поярков, 1965).

Высокоглиноземистая минерализация во вторичных кварцитах

С массивами вторичных кварцитов нижнего-среднего карбона и верхнего карбона — перми в Токрауской впадине связаны проявления корунда, андалузита, диаспора, алунита, агальматолита.

К первой возрастной группе относится массив *Улькен-Беркуты*, где описаны алунитовые и диаспоровые кварциты, содержащие 40—90% кварца, 0—30% серицита, 0—80% алунита и 0—25% диаспора (Ерджанов, 1945). Максимальные содержания алунита и диаспора проявлены локально, однако, учитывая слабую обнаженность массива, для его оценки нужны дополнительные исследования.

К этой же группе относится массив *Шолак*, где отмечены алунит-содержащие разности (Ерджанов, 1945).

В массиве *Улукпанынкызыл* среди кварцево-серицитовых и серицит-кварцевых кварцитов на небольшой площади выявлены разности с содержанием 40—90% диаспора (Марков, 1940).

С более молодыми вторичными кварцитами связана группа проявлений корунда и андалузита в горах Калактас и Кызылсуран.

Проявление корунда *Калактас* представлено небольшой зоной жильной минерализации, гнездами и вкрапленностью ярко-синего корунда среди рассланцеванных кварцево-серицитовых и кварцево-мусковитовых пород восточной части одноименного массива (см. рис. 41). Скопления корунда, отмеченные здесь М. П. Русаковым и Н. И. Наковником (1932), были, по-видимому, выработаны при многократном опробовании последующих лет. Западнее отмечаются мелкие линзовидные тела корундосодержащих кварцитов и редкая вкрапленность корунда в существенно кварцевых породах. Вкрапленность корунда отмечена в отдельных точках и в смежном массиве Кызылсуран.

Андалузит образует светло-зеленые и светло-розовые мелкозернистые агрегаты и встречается совместно с корундом. Мелкие скопления и вкрапленность андалузита спорадически отмечаются среди кварцево-серицитовых кварцитов. Кварцево-серицитовые фации местами обогащены алунитом (до 10—40% породы).

В центральной части массива Калактас вместе с корундом встречается агальматолит, образующий розовые и мясо-красные гнезда и прожилки среди монокварцитов.

Рассмотренные проявления высокоглиноземистого сырья связаны генетически с различными фациями вторичных кварцитов: корунд и андалузит с более высокотемпературными — монокварцитами и серицито-кварцевыми, а алунит — со среднетемпературными кварцево-серицитовыми.

Экзогенные и метаморфогенные рудопоявления

Проявление магнетитовых песчаников *Тундык* в краевой зоне Джунгаро-Балхашской области интересно как пример безусловно осадочных железных руд, залегающих в фаменских породах.

Среди песчаников и известняков верхов фаменского яруса, пологопадающих на юго-запад, залегает горизонт магнетитовых песчаников, мощностью около 2 м, прослеженный на 200 м. Песчаники, вмещающие рудный горизонт, крупнозернистые, состоящие из обломков кварца, плагиоклаза, туфов и лав кислого, среднего и основного состава и алевролитов. Цемент хлоритовый типа соприкосновения. Магнетитовые песчаники мелкозернистые, с размером зерен от 0,07 до 0,32 мм. Текстура слоистая (мощность слоев от 2 до 10 мм), обусловленная изменением содержания магнетита. Наряду с изометричными, окатанными рудными зернами присутствуют полуокатанные, иногда остроугольные зерна, а также редкие обломки кварца, карбоната, эффузивных пород и эпидозитов. Цемент хлоритовый типа соприкосновения, участками поровый. Зерна слабо измененного, мартитизированного по краям магнетита составляют 30—40% породы, изредка содержат включения пирита размером 0,005—0,02 мм. Пирит отмечается и в обломках эпидозитов. 30% рудных зерен — магнетит, почти полностью замещенный пластинчатым и решетчатым гематитом. 20% — частично выщелоченный гематит без реликтов магнетита. 5—10% — зерна рутила, частично замещенного лейкоксеном.

Исходным материалом для образования руд, вероятно, послужили среднепалеозойские магнетитовые скарны. Возможность возникновения руд за счет акцессорного магнетита интрузивных пород исключается особенностями их состава: включениями пирита и отсутствием ильменита в магнетите.

В Центральном Казахстане титаномагнетитовые песчаники описаны М. П. Русаковым и Г. П. Бурдуковым (1957) среди визейских песчаников и конгломератов Саякской мульды, однако там размыту подвергались габброидные породы.

Вулканогенно-осадочная формация железо-марганцевых руд упомянутой выше Атабай-Дугулинской зоны развита в основном за пределами района. Оруденение представлено линзовидно-пластовыми залежами тонкослойных гематито-марганцевых руд, ассоциирующих с тонкими прослоями глобулярного пирита. Поскольку рудопроявления по составу и морфологии рудных тел очень сходны с месторождениями Атасу, мы вслед за Г. Н. Щербой (1964, 1967) допускаем их вулканогенно-осадочное происхождение. Следует отметить, что описанная зона находится в иных структурно-фациальных условиях, чем скарновые железорудные месторождения района.

Россыпи рудных минералов в кайнозойских отложениях не характерны для района. Они представлены двумя рудопроявлениями в долине р. Талды у юго-западной окраины Кентского массива. Россыпи — аллювиально-пролювиальные отложения мощностью до 3,5 м с повышенными содержаниями монашита, ксенотима, циркона, торита, касситерита, базобисмутита, ильменита. Источником редкометальных минералов явились, по-видимому, соответствующие рудопроявления и вмещающие их измененные аляскитовые граниты Кентского массива.

Рудопроявления никеля небольших размеров (в сопровождении Со и Сг) известны в связи с корой выветривания ливинитизированных гипербазитов рифея, а также дайкообразного тела более молодых гипербазитов в зоне Айгыржальского разлома. В последнем случае никелевая минерализация (керолит) сопровождается прожилками магнетита. Содержания никеля не превышают 0,2—0,3%.

Минеральные краски известны в коре выветривания раздробленных гематитовых руд, и, возможно, скарнированных пород железорудного проявления *Кушук*. Охристые породы — коричневатожелтые, краснобурые и вишневые — неоднородны по своей структуре и окраске, местами загрязнены. Лабораторные испытания относительно чистых разновидностей показали, что после обжига они образуют минеральную краску — «мумию естественную сухую» с предельно допустимым — 1,5% — содержанием растворимых в воде солей. Пробная разработка выявила непригодность красок для промышленного использования.

Метаморфогенное происхождение имеет рудопроявление графита в полосе интенсивно расланцованных живетско-франских отложений, выходящих в узком грабене вдоль Акбастауского разлома. Графитизация обусловлена, по-видимому, динамометаморфизмом углистых пород.

Глава VII

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Общие закономерности образования и размещения эндогенных руд, вытекающие из металлогенического анализа исследованной территории, рассматриваются для основных рудных формаций: скарновых железорудных, грейзеново-альбититовых редкоэлементных и гидротермальных меднорудных и полиметаллических.

Положение исследованной территории в металлогенических провинциях Центрального Казахстана

Как уже указывалось, расположение исследованной территории на сочленении областей различного тектонического строения определяет и существенные отличия металлогении ее восточной и западной частей. Большинство исследователей относили их к различным металлогеническим провинциям. К. И. Сатпаев рассматривал Центральный Казахстан, включая Чингиз, как единую гетерогенную структурно-металлогеническую провинцию (зону). Область Чингиза включается А. И. Семёновым, Е. Т. Шаталовым и другими исследователями в состав Казахстанской (каледонской) металлогенической провинции, принадлежащей к сиалическо-фемическому (казахстано-алтае-саянскому) типу провинций, развивающихся на неоднородном, существенно базальтовом основании в удалении от материковых платформ. Подобным провинциям свойственно проявление железорудной, титановой, колчеданной, медной, полиметаллической, ванадиевой, фосфорной и золотой минерализации. Джунгаро-Балхашская провинция относится этими исследователями к фемически-сиалическому (тянь-шаньскому) типу провинций с относительно мощным сиалическим слоем и интенсивным проявлением редкометальной, медной, полиметаллической и других типов минерализации (Семёнов и др., 1967).

Существенные различия в истории развития Чингизской и Джунгаро-Балхашской областей, отмеченные в геологической части настоящей работы, позволяют отнести их, вслед за указанными авторами, к различным металлогеническим провинциям. Следует, однако, заметить, что помещение Чингизского мегантиклинория в один ряд с типичными каледонидами Казахстана представляется недостаточно обоснованным, поскольку эта область обладает рядом особенностей, отличающих ее от каледонид севера и запада Центрального Казахстана. Эти отличия проявились наиболее заметно в орогенную стадию, когда положение

Чингиза между развивающимися геосинклиналями не могло не отразиться на основных чертах тектонического развития и металлогении, в особенности в его периферических частях.

Обосновывая выделение Джунгаро-Балхашской и Чингизской металлогенических провинций, мы оставляем открытым вопрос о границах и соотношении последней с прилегающими к ней с северо-запада районами Казахстанской провинции, поскольку это выходит за пределы рассматриваемой территории.

Соотношения и генетическая связь оруденения с магматизмом

При изучении металлогении района устанавливаются различные виды связи оруденения с магматизмом: генетическая связь с магматическим комплексом или с конкретным магматическим телом; парагенетическая связь с магматическим комплексом или с отдельными интрузивными фазами, вулканогенными толщами и т. п.; структурная связь с магматическими телами. Наиболее определенная связь с процессами магматизма устанавливается для пегматитовых и автометасоматических рудных формаций; с большим трудом она выявляется для некоторых скарновых и скарново-сульфидных руд, а также грейзенов и альбититов метасоматического типа; для сульфидных и барито-сульфидных гидротермальных руд, а также для многих вторично-кварцитовых этот вопрос решается в наиболее общем виде.

Железорудные формации. Общеизвестным критерием генетической связи контактово-метасоматических месторождений с интрузиями является приуроченность оруденения к ореолам контактового прогрева пород. На этой основе в районе выделены скарново-магнетитовые формации, генетически связанные с топарским, калдырминским и акчатауским комплексами. Приуроченность однотипного оруденения к интрузиям различного возраста и состава вызывает у ряда исследователей сомнения в обоснованности генетической связи оруденения с соответствующими комплексами, тем более, что остается нерешенным такой важный вопрос, как происхождение рудного железа.

Не претендуя на окончательное разрешение вопроса об источнике металлов, мы обращаем внимание на приуроченность большинства месторождений и рудопроявлений к гранитоидам повышенной основности, а также присутствие топарских гранодиоритов на площади Кеньтюбе — Тогайского рудного поля, связываемого с калдырминским комплексом. Поскольку гипогенные процессы, сопутствующие оруденению, сопровождались местами интенсивным выносом железа из гранодиоритов, не исключено, что именно это железо послужило для формирования магнетитовых руд. Возможность образования рудных концентраций за счет мобилизации железа акцессорных магнетитов и других железосодержащих минералов гранитоидов обосновывается В. А. Вахрушевым (1965) для ряда контактово-метасоматических железорудных месторождений Алтае-Саянской области и Н. Я. Ященко (1968) для месторождения Атансор в Северном Казахстане. Несколько необычно присутствие скарновых магнетитовых руд у контактов с аляскитовыми гранитами, однако эти рудопроявления невелики по масштабам и обладают специфическими геохимическими чертами, свойственными минерализации этого возраста (присутствие редких элементов, флюорита и др.). Следует отметить, что известным в смежных районах скарново-магнетитовым рудопроявлениям в связи с аляскитовыми гранитами (Аккезень в Каркараллинском массиве, Караджал — в Дегеленском) также свойственно сочетание магнетитовой и редкометальной минерализации. Возможность для

части месторождений образования магнетитовых руд за счет железа, мобилизованного из рудовмещающих или подстилающих осадочных пород, которую нельзя отрицать, ни в какой мере не снижает рудогенетической роли интрузий, одним из признаков которой, в частности, является четкая приуроченность месторождений и подавляющего большинства рудопроявлений к скарнам.

Редкоэлементные грейзеново-альбититовые формации. Для подавляющей части редкоэлементной минерализации района выявляется тесная генетическая связь с интрузивными комплексами, во многих случаях с определенными массивами и отдельными интрузивными фазами в их пределах.

Редкоземельно-ниобиевая минерализация Кайнарской металлогенетической зоны заключена в липаритовых и щелочных липаритовых порфирах или в щелочных гранитоидах и носит, как показано, автометасоматический характер. Наряду с генетической связью минерализации с конкретными магматическими телами можно говорить и о связи рудной формации в целом с ассоциацией субвулканических и интрузивных пород предположительно среднедевонского возраста.

Генетическая связь редкоземельно-ниобиевых рудных формаций Балхашской провинции с калдырминским и акчатауским интрузивными комплексами обосновывается следующими критериями: 1) пространственной приуроченностью к гранитам, в большинстве случаев к эндоконтактной зоне; 2) связью с альбититами (Бохтинский массив) и грейзенами (Темиршинский и Кентский массивы) — продуктами автометасоматического и метасоматического изменения гранитов; 3) присутствием редкоэлементных минералов: эшинита, колумбита, торита, монацита в виде аксессуаров как в неизмененных, так и в альбитизированных и грейзенизированных гранитах; 4) присутствием фенакита в микрорах пегматизированных гранитов; 5) геохимическим родством интрузивных пород и рудоносных постмагматических образований, в частности повышенными содержаниями Nb, Be, TR в неизмененных гранитах калдырминского и акчатауского комплексов.

Таким образом, автометасоматические формации связываются с конкретными интрузивными фазами и магматическими телами; метасоматические — с интрузивными комплексами. Вольфрамо-молибденовая минерализация Карадон-Темиршинской зоны связывается в основном с джаксытагалинским комплексом, хотя некоторые рудопроявления располагаются в более древних гранитоидах или среди жерловых образований.

Грейзены и участки альбитизации джаксытагалинских гранит-порфиров местами распространяются во вмещающие граниты калдырминского комплекса. Этот пример показывает возможность значительного отрыва во времени метасоматической грейзенизации и альбитизации от формирования захваченных ими пород.

Вышесказанное позволяет считать связь вольфрамо-молибденовой минерализации с джаксытагалинским комплексом парagenетической. Косвенным подтверждением этого является и геохимическая специализация пород комплекса в отношении молибдена.

Для гидротермальных медных и полиметаллических формаций связь с магматизмом проявлена менее отчетливо.

Борнитово-халькопиритовой формации Чингизской провинции свойственна пространственная ассоциация с телами субвулканических и жерловых пород, определяемая общностью подводящих каналов и частично благоприятным для рудоотложения составом пород. Минерализация связывается нами с заключительными стадиями деятельности глубинных

очагов вулканизма с использованием ранее существовавших каналов внедрения. Парагенетическая связь такого же рода, но с более молодыми послезиветскими (возможно, каменноугольными) субвулканическими и жерловыми породами предполагается для гидротермальной медной минерализации Аиртас-Каиндинской металлогенической зоны.

Для полиметаллической минерализации Джунгаро-Балхашской провинции характерна пространственная ассоциация как с интрузивными, так и с вулканическими породами верхнего палеозоя. Однако большая часть концентраций и среди них наиболее крупные, обладают признаками связи с интрузивными комплексами — топарским, калдырминским, джаксытагалинским. Так, Жумагул-Беркутинский полиметаллический рудный узел тяготеет к Койтасскому массиву топарских гранодиоритов, располагаясь в его надинтрузивной зоне. Полиметаллическая минерализация Южно-Бохтинского узла приурочена к надинтрузивной зоне калдырминских гранитов, большей частью к ороговикованным породам, местами сопровождается явлениями скарнирования (Муздучат) и накладывается на послегранитные дайки различного состава.

Отдельные рудопроявления связаны с дайками или штоками пород джаксытагалинского комплекса, иногда ассоциируют с эффузивами, субвулканическими телами или вторичными кварцитами по вулканитам, причем часть из них также тяготеет к надинтрузивным зонам гранитондов.

Пространственная связь с экзоконтактовыми или более удаленными надинтрузивными зонами гранитондов характерна для основных полиметаллических месторождений более западных районов Джунгаро-Балхашской провинции (Карагайлы, Самомбет, Алайгыр, Беркара и др.). Эта закономерность отмечалась для Центрального Казахстана Д. Н. Казанли, П. Н. Кропоткиным и другими исследователями, которые объясняли ее связью рудоотложения с участками повышенного геотермического градиента по периферии остывающих интрузивов. Фактический материал по северо-востоку Джунгаро-Балхашской провинции, имеющийся в нашем распоряжении, подтверждает эту точку зрения (Бурштейн, Веймáрн и др., 1969). Вместе с тем он недостаточен для решения вопроса об источниках ряда металлов и их связи с глубинными магматическими очагами. Во всяком случае, указанные соотношения определяют время и место рудоотложения по отношению к формированию соответствующих интрузивных тел.

О металлогенической специализации интрузивных комплексов

Понятия «металлогеническая» и «геохимическая специализация» в применении к магматическим породам понимаются различными авторами по-разному (Сморчков, 1964; Шаталов и др., 1965). Нами под геохимической специализацией понимаются повышенные содержания в горных породах элементов-примесей, в несколько раз выше кларковых (фоновых); металлогеническая специализация — частный случай геохимической, когда речь идет об элементах, способных в данных условиях образовывать промышленные концентрации. С другой стороны, металлогеническая специализация в отношении тех или иных металлов может отсутствовать даже при наличии генетически связанных с данным интрузивом концентраций этих металлов.

Для интрузивных пород калдырминского и акчатауского комплексов характерна специализация на редкоземельные элементы и ниобий, реализованная в соответствующей минерализации Бохтинского, Темиршинского и Кентского массивов.

Несмотря на повышенные содержания бериллия и молибдена во всех интрузивных комплексах района, их минерализация проявлена лишь в поздних — калдырминском, джаксытагалинском и акчатауском, становление которых происходило, видимо, в наиболее благоприятных физико-химических и геолого-структурных условиях. С другой стороны, при отсутствии металлогенической специализации интрузивов в отношении свинца и меди с топарским, калдырминским и джаксытагалинским комплексами пространственно тесно связано свинцовое и медное оруденение.

Более сложные вопросы связи микроэлементов с петрогенными элементами в интрузивных породах нами не рассматриваются. Одним из проявлений металлогенической специализации интрузивных комплексов является описанное выше распределение аксессуарного магнетита и элементов-примесей в нем.

Размещение в стратиграфическом разрезе и литологический контроль оруденения

В понятие литологического контроля чаще всего включают закономерную приуроченность эндогенных руд к породам с благоприятными для рудоотложения составом и свойствами. Определенную, а иногда и решающую роль играет при этом возраст пород (литологостратиграфический и стратиграфический контроль). Следует отличать от этих видов контроля преимущественное размещение оруденения в пределах того или иного структурного этажа (подэтажа), определяемое совокупностью магматических, структурных и собственно литологических факторов. Впрочем, и собственно литологический контроль проявляется в тесной связи со структурными факторами — с положением определенных горизонтов в благоприятной структурной позиции и с физико-механическими свойствами пород.

Для скарновых железорудных формаций четко проявлен стратиграфо-литологический контроль. Месторождения и рудопроявления приурочены к вулканогенно-осадочному комплексу живетского-фаменского возраста и в его разрезе — к наиболее неоднородным пачкам; представленным чередующимися алевритами, песчаниками, глинистыми сланцами с туфами и туффитами кислого и смешанного состава, прослоями и линзами известняков¹. Скарнируются карбонатные, реже туфогенные породы. Резкая анизотропия литологического и химического состава и физико-химических свойств пород облегчает формирование зон дробления и расщепления и развитие реакционно-метасоматических процессов на контактах разнородных толщ. Монотонные терригенные или чисто карбонатные толщи неблагоприятны для скарнового оруденения.

Полоса скарновых железорудных месторождений приурочена к краевой зоне Джунгаро-Балхашской области, где наиболее широко развиты отложения живетского-фаменского ярусов и где они имеют максимальные мощности. Из 30 месторождений и рудопоявлений 20 залегают в фаменских отложениях, 6 — в живетско-франских, 2 — в андезито-базальтах каркаралинской свиты, 1 — в андезитовых порфиритах нижнего девона и 1 — в гранодиоритах.

Для редкоэлементных формаций литологический контроль имеет меньшее значение, хотя приуроченность минерализации к материнским

¹ С. Хамзин (1968) выделяет в разрезе верхнефаменских отложений Каркаралинского района два рудоносных горизонта: нижний (Ba-Pb-Zn, Fe-Mn, Fe) и верхний (Fe), рассматривая оруденение как сингенетичное.

гранитондным породам объясняется, в числе других причин, и благоприятными для рудоотложения составом и свойствами последних.

Значение литологического контроля для гидротермальных медных и полиметаллических формаций подчеркивалось при их описании.

Борнито-халькопиритовое оруденение Чингизской провинции чаще всего локализуется в зеленоцветных туфах, лавах и субвулканических телах среднего и основного состава, обогащенных закисным железом (см. рис. 60). Аналогичный характер носит приуроченность минерализации «буурлинского» типа к зеленоцветным силурийским песчаникам и алевролитам.

Более четко выражена приуроченность медной минерализации к зеленоцветным вулканитам среднего и основного состава нижней живетской толщи (см. рис. 60). Геологические и геохимические данные, приведенные в гл. III и IV, свидетельствуют, что эта приуроченность объясняется благоприятным составом пород, а оруденение является наложенным.

Полиметаллическая минерализация Джунгаро-Балхашской провинции приурочена к породам различного состава и возраста. Больше всего рудопроявлений среди вулканитов каркаралинской свиты, несколько меньше — в осадочных породах живетского яруса и верхнего девона. Последняя группа, однако, включает месторождение Муздучат, а на смежных с запада территориях — основные концентрации свинцово-цинковых руд. Причины этого, по-видимому, как и для скарновых руд, в благоприятных для метасоматоза литологических особенностях пород. Это подчеркивается и тем, что на ряде месторождений — Муздучат, Карагайлы — проявлено скарнирование.

В некоторых случаях сульфидная (медная, свинцово-цинковая) минерализация приурочена к породам, содержащим углистое вещество (Атабай-Дугулинская зона, Беркара). Рудолокализирующая роль последних при их взаимодействии с металлоносными гидротермами может объясняться электрохимическим эффектом (Сергиев, Тащинина, 1953).

В распределении эндогенного оруденения в стратиграфическом разрезе района намечаются некоторые общие закономерности.

В Чингизской провинции силурийские, нижнедевонские и эйфельские отложения заключают большинство гидротермальных медных и золоторудных проявлений, причем медь дает концентрации преимущественно в зеленоцветных песчаниках силура и девонских вулканитах среднего и основного состава. Более высокие части разреза почти лишены оруденения. В живетско-франских и фаменских отложениях у контактов Кувского гранитного массива расположены скарново-магнетитовые рудопроявления, южнее — мышьяково-ртутное (Ушкара).

В Джунгаро-Балхашской провинции распределение оруденения иное. Здесь в краевой зоне в вулканитах живетского возраста сосредоточена подавляющая часть гидротермальных медных рудопроявлений, а в осадочных живетских, франских и фаменских породах — почти все скарново-магнетитовые руды и существенная часть свинцово-цинковых. Следующий максимум концентрации (Cu, Pb, Zn и др.) отмечается в каркаралинской вулканогенной свите.

Указанные закономерности отчасти отражают относительное развитие в металлогенических зонах стратиграфических комплексов с благоприятными для оруденения породами или их сочетаниями. Однако на размещение руд в вертикальном разрезе влияли и другие факторы: экранирующая роль отдельных толщ, изменение характера локальных деформационных структур на различной глубине, положение различных толщ в эпоху рудообразования по отношению к дневной поверхности и к пре-

обладающему уровню становления интрузивных комплексов, т. е. в основном геолого-структурные факторы.

Рядом исследователей закономерная приуроченность оруденения к породам определенного состава и возраста рассматривается как признак участия в составе руд металлов, заимствованных непосредственно из вмещающих пород. Для многих типов оруденения подобные представления не подтверждаются (см. гл. VI, VII), однако этот вопрос нельзя считать решенным окончательно, поскольку геохимические особенности осадочных и вулканогенно-осадочных толщ изучены в недостаточной степени.

Структурный контроль оруденения

Одной из основных региональных структур, определившей закономерности размещения скарновых железорудных месторождений и проявлений, явился Карадон-Темиршинский глубинный разлом. Его влияние на размещение рудоносных интрузий топарского и калдырминского комплексов несомненно. Топарские интрузивные массивы — Торткульский и Котуртасский — являются трещинными телами, приуроченными к нарушениям, оперяющим глубинный разлом. Связь рудоносных интрузий (особенно топарского и калдырминского комплексов) с единой длительно развивающейся зоной глубинного разлома может, вероятно, объяснить сходство некоторых черт их геохимии и петрохимии. Пересечение глубинным разломом части Джунгаро-Балхашской области с ее благоприятными для скарирования толщами живетского яруса — верхнего докона можно рассматривать в качестве регионального структурного фактора первого порядка, определившего положение полосы скарново-железорудных месторождений в целом.

В пределах рудных полей отмечается приуроченность рудных тел к надинтрузивным зонам со сравнительно пологими контактами интрузивных массивов. Благоприятны для локализации оруденения интенсивно дислоцированные анизотропные толщи, для которых характерны послонные срывы и зоны расщепления. Большинство скарновых месторождений приурочено к крыльям синклинальных складок.

Поскольку оруденение связано с процессами инфильтрационного метасоматоза, большую рудоподводящую и рудофокусирующую роль играли разрывные нарушения и зоны брекчий. Последние, вероятно, являются трещинными приконтактовыми структурами, связанными с остыванием интрузивных массивов.

Как и для большинства скарновых месторождений, для локализации оруденения наиболее благоприятны поверхности контакта интрузий, секущие слоистость вмещающих пород. Особенно наглядно это видно при сравнении структуры месторождений Кенътубе и Акбюрат.

Для редкоэлементных формаций, связанных с верхнепалеозойскими гранитами, отмечалась принадлежность рудоносных интрузивов к региональным глубинным структурным швам — меридиональному (Бохты, Темирши) и субширотному (Кент). Рудоносны апикальные части массивов вблизи пологих контактовых поверхностей; в их пределах — отдельные выступы (купола) кровли с развитием пологих первичных текстур и трещин. Некоторые зоны грейзенизации и альбитизации наложенного типа приурочены к крутопадающим зонам дробления, но сквозные структуры, как правило, неблагоприятны для рудоотложения, так как способствовали рассеянию минерализации.

Многие исследователи подчеркивают роль спокойной тектонической обстановки становления интрузива для концентрации в его апикальной

части редких элементов. В этой связи понятна относительно большая рудоносность аляскитовых гранитов Кентского массива по сравнению с Бохтинским, Темиршинским и Кувским массивами, расположенными в более мобильной тектонической зоне.

Структурные факторы влияли также на размещение и локализацию медных и полиметаллических руд. Борнит-халькопиритовая минерализация приурочена к полосе интенсивно дислоцированных пород, прилегающей к Акбастаускому разлому длительного развития. Медное оруденение и сменяющие его юго-восточнее, за пределами района, золото-барит-полиметаллические (Мизек) и далее — медные и полиметаллические колчеданные руды (Акбастау, Кусмурун) локализуются вблизи этой структуры, размещаясь в Акбастау-Кусмурунском, Мизекском и Беркаринском рудных узлах. Положение последних определяется крупными осложнениями в строении полосы, прилегающей к разлому длительного развития: сменой простираний структур Акбастауского антиклинория (Акбастау-Кусмурунский узел), крутыми погружениями шарниров антиклиналей (Мизекский, Беркаринский узлы) и другими факторами. Наиболее благоприятными локальными структурами явились малоамплитудные сколовые нарушения и зоны дробления в слоистых вулканогенных толщах или субвулканических и жерловых породах (Бурштейн, Веймарн и др., 1968).

Медная минерализация Северо-Балхашской зоны тяготеет к крупным разрывам северо-западного простирания, оперяющим меридиональный глубинный разлом, и непосредственно локализуется в сравнительно мелких зонах дробления и расщепления.

Для полиметаллической минерализации Джунгаро-Балхашской провинции характерна приуроченность главных концентраций свинцово-цинковых руд (в особенности за пределами района) к экзоконтактовым и надинтрузивным зонам верхнепалеозойских преимущественно калдырминских, реже топарских гранитоидов. При этом играла роль, очевидно, не столько парагенетическая связь оруденения с этими интрузиями, в большинстве случаев не доказанная, сколько повышенная проницаемость экзоконтактовых зон для рудоносных растворов, обусловленная напряжениями, возникавшими при остывании массива. Наиболее благоприятны для локализации рудных тел крутые крылья складок, сложенных слоистыми толщами и осложненных согласными зонами дробления и полостями отслаивания в сочетании с секущими разрывами. В вулканогенных толщах карбона рудолокализирующими являлись секущие крутопадающие зоны дробления.

Общие закономерности пространственного размещения оруденения

Для изученной части Чингизской металлогенической провинции характерно главным образом гидротермальное медное оруденение, в меньшей степени золотая и редкоэлементная минерализация ранневарисийского этапа, а вблизи сочленения с Джунгаро-Балхашской провинцией — железорудная и признаки редкоэлементной минерализации, связанные с магматизмом позднего палеозоя.

В Токайской подзоне Кайнарской металлогенической зоны с измененными гипербазиитами рифея связана рассеянная никелевая минерализация с сопутствующими Сг и Со. Севернее выделяется Куйректыкольский рудный узел с редкоэлементной минерализацией в среднепалеозойских интрузивных массивах и субвулканических дайках. Южнее, в Алгабасской синклинальной зоне, к полосе развития субвулканических:

и жерловых пород девона, залегающих среди силурийских толщ, приурочена медная минерализация.

На юго-западной окраине Кайнарской синклинали, осложненной на контакте с толщами силура и ордовика разрывами северо-западного простирания, установлена ртутная минерализация (Кенасу).

В пределах Акбастауской металлогенической зоны у ее сочленения с Кайнарской (частично захватывая последнюю), вдоль полосы интенсивных дислокаций, сопровождающих разлом длительного развития, располагается Акбастауская рудная зона. В пределах района она представлена борнит-халькопиритовой минерализацией и сменяется на юго-востоке золото-полуметаллической и колчеданно-полуметаллической.

Медная минерализация неравномерно рассеяна и на остальной территории Акбастауской металлогенической зоны. Наиболее интенсивное оруденение отмечается на Буурлинской площади.

Кварцево-жильная и штокверковая золоторудная минерализация, развитая в интенсивно дислоцированных силурийских породах между Айгыржалским, Куруозекским и Керегежалским разломами, иногда также в девонских жерловых телах, позволяет наметить — с большой условностью — Айгыржалский золоторудный узел. С востока к нему примыкает небольшая площадь ртутно-мышьяковой сульфидной минерализации, возможно, связанной генетически с золотом.

В Джунгаро-Балхашской провинции своеобразна металлогения краевых зон — Каркаралинской и Аиртас-Каиндинской, где отмечается сочетание рудных формаций средне- и поздневарисийских этапов развития. На их территории располагается Восточно-Каркаралинская железорудная зона, местами захватывающая части смежных территорий. Региональная геологическая позиция зоны определяется сочетанием благоприятного для скарнового оруденения типа разрезов живетского яруса — верхнего девона (стр. 271) с широким развитием гранитоидов повышенной основности в районах, прилегающих к меридиональному Карадон-Темиршинскому разлому. Влияние последнего сказалось на формировании и размещении рудоносных интрузивных комплексов, их некоторых петрохимических черт и в образовании рудоконтролирующих трещинных структур. В пределах железорудной зоны выделяются рудные узлы, охарактеризованные в гл. VII.

Сравнение геологического положения Восточно-Каркаралинской железорудной зоны с районами скарновых железных руд Урала, Тургая, Северного Казахстана, Западного Прибалхашья, Южного Тянь-Шаня, Алтае-Саянской области показывает, что максимальные концентрации железных руд связаны с производными базальтовой магмы начальных и средних стадий развития областей эвгеосинклинального типа. Это может объяснить ограниченность масштабов оруденения на востоке Центрального Казахстана.

В Аиртас-Каиндинской металлогенической зоне, в клиновидной полосе у сопряжения Карадон-Темиршинского и Керегежалского разломов, развиты многочисленные медные рудопоявления, образующие в совокупности Аиртасскую меденосную зону. Аиртасская зона контролируется разломами и зонами рассланцевания северо-западного простирания, на размещение которых, вероятно, повлияли движения по Карадон-Темиршинскому разлому, а также выходами благоприятных для рудоотложения живетских вулканитов.

В изученной части Каркаралинской металлогенической зоны, помимо Кенъютюбинского и Жумагульского железорудных узлов, выделяется Жумагул-Беркутинский полиметаллический (с золотом) рудный узел, контуры которого определяются с основным надинтрузивными зонами

крупного. Койтасского гранодиоритового массива. Рудная минерализация (а также алунит и андалузит) ассоциирует местами со вторичными кварцитами. Наличие полиметаллических (Бесалан) и золоторудных проявлений близкого типа в Аиртас-Каиндинской зоне позволяет выделить раннеорогенную золото-барит-полиметаллическую гидротермальную формацию краевой зоны Джунгаро-Балхашской области, близкую по времени образования топарскому интрузивному комплексу.

Южнее располагается восточное окончание Атабай-Дугулинской рудной зоны с сочетанием железо-марганцевой минерализации предположительно вулканогенно-осадочного генезиса с наложенной полиметаллической и золоторудной.

В Карадон-Темиршинской металлогенической зоне, прилегающей к долгоживущему глубинному разлому, преобладают редкоземельная и полиметаллическая минерализация, связанные с калдырминским и джаксытагалинским интрузивными комплексами, а отчасти, возможно, и с процессами позднепалеозойского вулканизма. Здесь выделяются с севера на юг: Северо-Бохтинский рудный узел (молибден), приуроченный к северной части Бохтинского массива, пересекаемой поясом джаксытагалинских даек; Южно-Бохтинский рудный узел (редкие элементы, молибден, свинец, цинк), охватывающий южную и юго-восточную периферическую части Бохтинского и северную часть Кызылашинского массивов и расположенную между ними надинтрузивную зону скрытого гранитного массива.

Темиршинский рудный узел (редкие элементы) приурочен к апикальной части гранитов первой фазы Темиршинского массива.

Среди верхнепалеозойских вулканитов этой зоны отмечаются также рассеянная полиметаллическая и молибденовая минерализация, а также диаспор во вторичных кварцитах.

В Токрауской металлогенической зоне выделяется на севере Кентский рудный узел (пъзооптические минералы, редкие элементы), приуроченный к апикальной части пермских аляскитовых гранитов Кентского массива.

Южнее, на сочленении с Карадон-Темиршинской зоной, по обе стороны Казангапского разлома оконтуривается площадь распространения рассеянной молибденовой и полиметаллической минерализации, парагенетически связанной с джаксытагалинским комплексом, и, возможно, с керегетасским и архарлинским вулканогенными комплексами.

К массивам вторичных кварцитов здесь приурочена корундовая и андалузитовая минерализация.

Развитие металлоносности района в связи с главными этапами тектонического развития

История ранних этапов тектонического и металлогенического развития Чингизской провинции восстанавливается с недостаточной полнотой. Можно предполагать, что рифей и ранний палеозой на данной территории не сопровождался появлением заметных концентраций металлов. Это относится и к силурийскому периоду.

Рудообразование проявилось здесь преимущественно в орогенную стадию развития. С ассоциацией субвулканических и интрузивных пород эйфельского возраста связана редкоземельная минерализация. Позднее — в конце девона или начале раннего карбона — формировались халькопирито-борнитовая минерализация, предположительно связываемая с деятельностью глубинных остаточных очагов вулканизма, а также, вероятно, золоторудная и ртутная.

Частичная тектоническая регенерация Чингизского мегантиклинория в позднем палеозое не сопровождалась в Кайнарской зоне рудной минерализацией; в окраинной Акбастауской зоне внедрению топарских и акчатауских гранитондов сопутствовало оруденение «балхашского» типа.

С поздними этапами геосинклинального развития Джунгаро-Балхашской провинции, изученными начиная со среднего девона, связаны небольшие концентрации железо-марганцевых руд. Здесь еще отчетливее выражена тесная связь рудообразования с магматизмом орогенной стадии, в котором намечаются три металлогенических этапа. Первый (раннеорогенный) относится к раннему и среднему карбону, т. е. включает время формирования каркаралинской и калмакэмельской вулканогенных свит и топарского интрузивного комплекса. Наиболее интенсивное оруденение (железорудные скарны, полиметаллические руды) связывается с топарским комплексом и лишь небольшая часть (некоторые рудопоявления, связанные с жерловыми фациями вулканитов и вторичными кварцитами) — с процессами вулканизма.

Второй этап охватывает формирование среднекаменноугольных вулканитов керегатасской свиты и гранитов верхнего карбона, обладающих сходством состава. Внедрение калдырминских гранитов сопровождалось комплексом разнообразных рудных формаций — от пегматитовых, скарновых, грейзеново-альбититовых до более поздних и удаленных от магматического источника гидротермальных сульфидных. Характерна их приуроченность к зоне меридионального глубинного разлома.

Для следующего этапа (поздний карбон — ранняя пермь), включающего формирование кислых вулканитов архарлинской свиты и внедрение джаксытагалинского и акчатауского интрузивных комплексов, наиболее характерны редкоэлементные и пьезооптическая формации, а также высокоглиноземистая минерализация во вторичных кварцитах (корунд, андалузит и др.), проявившиеся в ее завершающей части. Рудные формации второго и третьего этапа характеризуются рядом общих генетических черт, рассмотренных в предыдущем изложении, что позволяет объединять их в группу позднеорогенных.

Следует отметить, что анализ развития структуры района и порядка поступления магматических расплавов указывает на возможность другой градации этапов орогенной стадии, по которой к более крупному раннеорогенному относятся первый и второй из выделенных выше, а к позднеорогенному — только третий.

Заключение

Особенность геологического строения описанной выше территории состоит в том, что в ее пределах соприкасаются пограничные части двух крупных разновозрастных палеозойских тектонических структур Центрального Казахстана: Чингизского мегантиклинория и Джунгаро-Балхашской складчатой области. Последняя во всех работах, посвященных тектоническому районированию Центрального Казахстана, относится к варисцийским складчатым сооружениям. Тектоническое положение хр. Чингиз вызывает различные толкования. На мелкомасштабных тектонических картах он включается в области либо каледонской, либо варисцийской консолидации.

Проведенные исследования показали, что сочленение этих структур происходит по разломам длительного заложения. Вместе с тем в широтном направлении от хр. Чингиз на запад к Токрауской впадине отчетливо наблюдается последовательное омоложение складчатых систем. Различия в стратиграфических разрезах и фациальных обстановках разновозрастных складчатых систем начинают проявляться с ордовика и главным образом, в силурийских и девонских отложениях. В крайней северо-восточной части описанного района, в области так называемых ранневарисцийских поднятий, в общем соответствующей своду мегантиклинория, развиты вулканогенно-кремнистые отложения верхнего ордовика и вулканогенно-терригенные отложения нижнего силура морского происхождения, смятые в линейные складки. Выше с резким угловым несогласием располагается серия пологозалегающих континентальных вулканогенных ниже-среднедевонских образований, которая, в свою очередь, сменяется серией преимущественно морских терригенных и карбонатных отложений среднего и верхнего девона. В следующей структурно-фациальной области Чингиза — области ранневарисцийских прогибов, занимающей пограничное положение и соответствующей крылу мегантиклинория, развит более полный разрез палеозоя. Здесь в ядрах и на крыльях отдельных линейных складок вскрываются кремнистые, яшмовые отложения верхнего ордовика, нижнего и верхнего силура. Как те, так и другие относятся к морским образованиям, но верхнесилурийские отложения, особенно в верхних горизонтах, имеют облик своеобразной пестроцветной морской молассы. Они связаны постепенным переходом (или отделены слабо проявленным несогласием) с континентальными вулканогенными нижедевонскими образованиями. Наиболее значительное региональное угловое несогласие в девоне этой области приурочено к подошве эйфельского яруса. Этими вулканогенными породами, а также терригенными и вулканогенно-терригенными отложениями живетского яруса и верхнего девона сложены обычные для области про-

гибов, наложенные и унаследованные синклинальные складки и сравнительно небольшие глыбовые структуры. Джунгаро-Балхашская область отличается хорошо выраженным двухъярусным строением. Нижний структурный ярус, или этаж, в пределах изученного района представлен вулканогенно-терригенными породами среднего-верхнего девона и нижнего карбона (до нижнего визе включительно), смятыми в линейные складки. Складчатый комплекс фундамента перекрыт пологозалегающими континентальными вулканитами нижнего, среднего, верхнего карбона и нижней перми, слагающими Токраускую и Северо-Балхашскую наложенные впадины, разделенные меридиональным Карадон-Темиршинским глубинным разломом. Сравнительный анализ типов разреза тектонических структур, а также ориентировка последних указывают на многие взаимосвязанные черты в истории развития и становления складчатых систем Чингиза и Джунгаро-Балхашской области. Так, в области ранневарисийских прогибов (или крыла) мегантиклинория отсутствует типичное каледонское несогласие, хотя развитая здесь серия вулканогенных ниже-среднедевонских пород аналогична таковой для области поднятий. В то же время следующая средне-верхнедевонская серия области прогибов отличается от одновозрастных отложений Джунгаро-Балхашской области по существу лишь гораздо меньшими мощностями. Единство структурного плана, свойственное рассматриваемым тектоническим элементам, отражается также в строении главных прогибов геосинклинальной стадии развития. Так, область ранневарисийских поднятий, охватывающая часть свода мегантиклинория, в раннем палеозое и силуре характеризуется определенными эвгеосинклинальными чертами развития. Область прогибов в это же время представляла собой многоэосинклинальный прогиб северо-западного простирания. Юго-западнее, уже в пределах краевой зоны Джунгаро-Балхашской области, но с той же ориентировкой, располагается следующий многоэосинклинальный прогиб, имеющий повышенные (до 5000 м) мощности девонских толщ. Такое соотношение прогибов, наряду с данными о фациях и мощностях силура и девона по всей территории, указывает на последовательное их перемещение в сторону областей более поздней консолидации. Чингизский мегантиклинорий, по нашему мнению, может рассматриваться как крупное антиклинальное сооружение области ранневарисийской складчатости.

Палеозойские формации характеризуются следующими чертами. Нижнему палеозою свойственны типично геосинклинальные или ортогеосинклинальные формационные типы. Силур Чингиза и почти весь средний палеозой Джунгаро-Балхашской области представлены сложным рядом позднегеосинклинальных формаций. Нижний и средний девон Чингиза и верхний палеозой Токрауской и Северо-Балхашской впадин охватывают формации орогенного типа. В несколько особом положении находится средний и верхний девон Чингизского мегантиклинория, в котором совмещаются черты орогенных и позднегеосинклинальных формаций, что обусловлено влиянием расположенной западнее Джунгаро-Балхашской геосинклинали.

Вулканогенные образования принадлежат к производным нормальных щелочноземельных расплавов и образуют обычные связанные орогенические ряды андезито-базальтов — дацитов — липаритов (трахиллипаритов). Среди них в разных зонах присутствуют по существу все генетические типы вулканических пирокластических пород, в том числе туфолавы, игнимбриты и автомагматические брекчии — породы с несколько необычными соотношениями кислой основной массы и деформированных вкрапленников. При рассмотрении истории развития вулка-

нических процессов намечается хорошо выраженная тенденция к раскислению расплавов к концу вулканических циклов, а также возрастание роли щелочных компонентов. При изучении закономерностей распределения вулканитов на площади устанавливается, что одни и те же группы пород с одинаковой последовательностью их расположения в разрезе характеризуют различные тектонические зоны. Тем самым происходит своеобразное осреднение фациальных обстановок, отображающих более общие черты глубинного магматического процесса.

Вулканогенные породы по условиям залегания принадлежат к двум четко разделяющимся структурным комплексам: подводящих каналов (жерловые и субвулканические образования) и покровам (покровные образования). В подводящих каналах, контролируемых разрывными нарушениями, вскрываются породы вулканического облика, часто породы с полосчатой текстурой и породы типа туфолоав. Образования с первичной полнокристаллической гранитной структурой среди них отсутствуют. В некоторых участках в связи с глубоким денудационным срезов покровные комплексы оказались уничтоженными и на поверхность выведены корневые части древних вулканических построек. По форме залегания и генезису они разнообразны: простые плоские дайкообразные тела, сложные лакколиты, экструзии и кольцевые системы типа кальдер. К последним, вероятно, относится Кайнарская мульда.

Главные интрузивные гранитоидные комплексы развиты в пределах Джунгаро-Балхашской области. К ним относятся обычно выделяемые в восточной части Центрального Казахстана среднекаменноугольный топарский гранодиоритовый комплекс, верхнекаменноугольный калдырминский комплекс лейкократовых и биотитовых гранитов, пермские комплексы — джаксытагалинский трещинных интрузий различного состава и акчатауский, представленный аляскитовыми гранитами. Данные абсолютного возраста свидетельствуют о том, что калдырминский, джаксытагалинский и акчатауский комплексы сближены по времени образования, тогда как топарский комплекс отделен от более молодых интрузивных образований большим перерывом. Значительные массы калдырминских гранитов вытянуты вдоль Карадон-Темиршинского глубинного разлома. Точно так же четким меридиональным и северо-восточным простираем отличаются пояса джаксытагалинских даек. Различия в структурных планах разновозрастных интрузий подчеркиваются последовательной эволюцией их форм залегания. Среди наиболее поздних образований преобладают различные типы трещинных интрузий, в противоположность этому ранние не обладают столь ясными связями с разрывными нарушениями. По своим петрографическим и петрохимическим особенностям, по-видимому, лишь калдырминские граниты могут уверенно сопоставляться с кислыми вулканитами среднекаменноугольной керегетасской свиты. Данные о присутствии других комагматических пар менее определены. Следует подчеркнуть, что в структурном отношении орогенные гранитоиды Джунгаро-Балхашской области обособлены от вмещающих их вулканитов, связанных с той же стадией развития, хотя, вероятно, те и другие имели одни и те же каналы внедрения расплавов. В общем же плане для отдельных этапов магматической деятельности выдерживается следующая схема: фаза вулканических проявлений с последовательным раскислением расплавов и возрастанием щелочности; поднятия и интрузии с их последующей денудацией и, наконец, гидротермальная деятельность и оруденение, часто растягивающиеся во времени на следующие магматические этапы.

По особенностям тектонического и металоогенического развития восточная и западная части изученной площади отнесены соответственно

к Чингизской и Джунгаро-Балхашской металлогеническим провинциям. Для первой характерны главным образом гидротермальное медное оруденение (Акбастауская зона и др.), в меньшей степени золотая, мышьяково-ртутная и редкоэлементная минерализация, для которых намечается связь с магматическими (главным образом вулканическими) проявлениями ранневарисийского этапа; для второй — разнообразный комплекс рудных образований, отчетливо связанных с магматизмом позднего палеозоя.

Характерной особенностью металлогении обеих провинций является связь главных рудных концентраций с орогенной стадией развития. Частичная тектоно-магматическая активизация Чингизской провинции в позднем палеозое проявилась в возникновении здесь магматических и рудных образований, свойственных смежной Джунгаро-Балхашской провинции. В последней устанавливается своеобразие металлогении краевой зоны, где сочетаются рудные формации средне- и поздневарисийских этапов развития и располагаются Восточно-Каркаралинская железорудная и Аиртасская меднорудная зоны; а также золото-баритополиметаллическая минерализация. Поздневарисийское оруденение, преимущественно редкоэлементное и полиметаллическое, сосредоточено в основном в субмеридиональной Карадон-Темиршинской зоне и в более западных районах Токрауской впадины.

Для упомянутых выше тектоно-магматических этапов орогенной стадии Джунгаро-Балхашской провинции намечается цикличность металлогенического развития, заключающаяся в последовательной смене накопления вулканитов, сопровождаемого относительно слабой гидротермальной деятельностью и рудной минерализацией, внедрением интрузий и образованием комплекса рудных формаций. Наиболее ранние из последних, относящиеся к пегматитовой, скарновой, грейзено-альбититовой генетическим группам, обнаруживают более или менее тесную связь с формированием соответствующих интрузивных тел или комплексов. Образование метасоматитов и рудных проявлений гидротермальной группы, включая наиболее крупные массивы вторичных кварцитов, происходило позже и для большинства сульфидных рудопроявлений, по-видимому, значительно оторвано от времени образования интрузивных тел, с которыми они связаны в пространстве. При анализе форм связи сульфидного, в особенности полиметаллического, оруденения с магматизмом следует учитывать структурные и теплофизические аспекты связи с экзоконтактовыми и надинтрузивными зонами гранитоидных массивов при вероятном глубинном характере источников рудообразующих растворов.

Существование, наряду с элементами цикличности, общей направленности развития магматизма в сторону повышения общей кислотности и отчасти щелочности его продуктов отразилось на соответствующем изменении преобладающих типов и состава оруденения от ранних этапов к поздним.

В процессе составления металлогенической прогнозной карты в контурах вероятного распространения выделенных рудных формаций были намечены площади для поисков железных, медных руд, редких элементов, золота и ртути, а также уточнена оценка ряда месторождений и рудных полей. Высокая опосредованность выходов палеозойского фундамента вызывает необходимость ориентироваться в основном на проведение поисков в более глубоких горизонтах этих площадей, а также на участках развития кайнозойского покрова древних долин в пределах выделенных перспективных зон.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Х. М., Борисов О. М. Геологическое районирование Средней Азии как основа прогнозирования полезных ископаемых. В сб.: «Вопросы методики составления металлогенических и прогнозных карт Ср. Азии». Ташкент, «Наука», 1964.
- Айтиалиев М. А. Некоторые железорудные месторождения Центрального Казахстана. «Мат-лы по геол. и пол. ископ. Казахстана», вып. 17. Алма-Ата, 1941.
- Аксаментова Н. В., Антонюк Р. М. Стратиграфия и фации девонских отложений северо-западного Предчиргизья. «Изв. АН КазССР», сер. геол., 1964, вып. 3.
- Аксаментова Н. В., Антонюк Р. М., Подольский А. М. Девонская вулканоплутоническая формация Северо-Западного Предчиргизья. «Тр. ИГН АН КазССР», т. 18. Алма-Ата, 1966.
- Асатуллаев Н. Р., Беляков Л. В., Дорохов И. Л., Журавлев Б. Я., Кац Я. Г., Михайлов А. Е., Тихомиров В. Г., Успенский Е. П. О тектонике области сочленения структур Чиргиза и Прибалхашья (Центральный Казахстан). «Сов. геол.», 1965, № 4.
- Афанасьев Г. Д. и др. Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении по данным лабораторий СССР на апрель 1964 г. с учетом зарубежных данных. «Тр. Международного геологического конгресса», XXII сесс., пробл. 3. Абсолютный возраст геологических формаций. 1964.
- Афанасьев Г. Д., Дорохов И. Л., Соболев Р. Н., Тихомиров В. Г. Строение и возраст Бохтинского массива гранитоидов в Центральном Казахстане. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1967, № 9.
- Бандалетов С. М. Структурно-фациальные зоны силура в северном и восточном Казахстане. «Изв. АН КазССР», сер. геол., 1962, № 2.
- Бандалетов С. М. Силур северо-востока Центрального Казахстана. Изд. АН КазССР, 1969.
- Бахтеев М. К., Лифшиц И. Ф., Попов В. С., Строганов А. Н. О возрасте интрузивных пород южной части Токрауского синклиниория (Центральный Казахстан). «Вестн. Моск. ун-та», сер. 4, геол., 1965, № 4.
- Бедров Г. И. и др. Интрузии Топарского комплекса в Шетском районе Центрального Казахстана. «Тр. ИГН АН КазССР», т. 12, 1965.
- Беляков Л. В., Бурштейн Е. Ф., Веймарн А. Б., Кошелева И. А. Геологическое строение и структурно-морфологические особенности массивов вторичных кварцитов Калактас и Кызылсуран в Центральном Казахстане. «Тр. лаб. палеовулканологии», вып. 3. Алма-Ата, 1964.
- Беспалов В. Ф. Джунгаро-Балхашская геологическая провинция. В сб.: «Вопросы геологии Азии», т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Беспалов В. Ф. Верхний палеозой Восточного Казахстана. «Сов. геол.», сб. 52, 1956.
- Беспалов В. Ф. Стратиграфия верхнего палеозоя Восточного Казахстана. «Тр. совещ. по униф. стратигр. схем допалеозоя и палеозоя Вост. Казахстана». Алма-Ата, 1957.
- Беспалов В. Ф. Герцинский магматизм Центрального Казахстана (магматические комплексы). «Тр. II Всес. петрогр. совещ.», М., 1960.
- Беспалов В. Ф. Тектоника рифейской складчатой дуги восточного Казахстана. В кн.: «Складчатые области Евразии». М., «Наука», 1964.
- Беус А. А., Северов Э. А., Ситнин А. А., Субботин К. Д. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). М., Изд-во АН СССР, 1962.

- Блохина Л. И. и др. О принципе классификации и номенклатуре древних вулканогенных обломочных пород. «Сов. геол.», 1959, № 5.
- Богданов А. А. Тектоника западной части Центрального Казахстана. «Сов. геол.», 1954, сб. 41.
- Богданов А. А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1959, т. 24, № 1.
- Богданов А. А. Тектоническое районирование палеозойск. Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1965, т. 40, № 5, 6.
- Богданов А. А., Мазарович О. А., Михайлов А. Е., Четверикова Н. П. Новые данные о геологии докембрийских и палеозойских отложений Атасуйского района (Центральный Казахстан). «Сов. геол.», 1955, сб. 48.
- Богданов А. А. и др. Тектоническое районирование палеозойского массива Центрального Казахстана. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геол., 1963, № 5.
- Борисяк М. А. Стратиграфия и брахиоподы силурийских отложений хр. Чингиз. «Мат-лы ВСЕГЕИ», нов. сер., вып. 5, 1955.
- Борисяк М. А., Николаева Т. В. Стратиграфия и фауна ордовикских и верхнесилурийских отложений Центрального Казахстана. «Сб. научно-техн. информ.», № 3. М., Госгеолтехиздат, 1956.
- Борисяк М. А. и др. К стратиграфии силура хр. Чингиз. «Информ. сборник ВСЕГЕИ», № 42, 1961.
- Борукаев Р. А. История тектонического развития Чингизской геосинклинальной зоны (Центральный Казахстан). «Изв. АН КазССР», сер. геол., 1961, вып. 3 (44).
- Бубличенко Н. Г. Новая стратиграфическая схема девонских отложений северо-восточного Казахстана. ДАН СССР, 1945, т. 17, № 5.
- Буртман В. С., Лукьянов А. В., Пейве А. В., Руженцев С. В. Горизонтальные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения. «Тр. ИГН АН СССР», вып. 80, 1963.
- Бурштейн Е. Ф., Безмен Н. И. Соотношения барито-полиметаллического оруденения с интрузивными породами и геологический возраст Карагайлинского рудного поля. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1968, № 11.
- Бурштейн Е. Ф., Веймарн А. Б. Восточно-Каркаралинская железорудная зона в Центральном Казахстане и ее положение в геологических структурах. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геол., 1964, № 6.
- Бурштейн Е. Ф., Веймарн А. Б. О распространении полиметаллических и железных руд атасуйского типа в восточной части Центрального Казахстана. «Изв. высш. уч. зав.», геол. и разв., 1968, № 4.
- Бурштейн Е. Ф., Веймарн А. Б., Кошелева И. А., Мясников А. К., Сорокин В. И. Типы медной минерализации и закономерности ее размещения в области сочленения палеозойских структур Чингиза и Прибалхашья. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геол., 1968, № 5.
- Бурштейн Е. Ф., Веймарн А. Б., Чернов Ю. Н., Юнаковская Ю. В. Размещение эндогенных руд черных и цветных металлов относительно массивов герцинских гранитоидов в Каркаралинском районе. Сб. «IV научн. конф. геол. фак-та (тез. докладов)». Изд-во МГУ, 1969.
- Бурштейн Е. Ф., Кабанов Ю. Ф., Кошелев Г. П., Кошелева И. А., Четверикова Н. П. Металлогенические особенности Спасского рудного пояса. Сб. «IV научн. конф. геол. фак-та (тез. докладов)». Изд-во МГУ, 1969.
- Быкова М. С. Стратиграфия и фациальные комплексы верхнего девона и нижнего карбона Центрального Казахстана. Алма-Ата, 1960.
- Вахрушев В. А. Минералогия, геохимия и генетические группы контактово-метасоматических железорудных месторождений Алтае-Саянской области. М., «Наука», 1965.
- Веймарн А. Б. Интрузивные породы Кенъютубе-Тогайского рудного поля и их взаимоотношения со скарново-магнетитовым оруденением (Центр. Казахстан). «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1964, т. 39, вып. 4.
- Великовская Э. М. Структурно-фациальные зоны силура в юго-западном Предчигизье. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1964, т. 39, вып. 4.
- Великовская Э. М. Структурно-фациальные зоны силура на северо-западном склоне Чингиза. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геол., 1965, № 3.
- Великовская Э. М. Особенности строения силурийских отложений. Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геол., 1966, № 1.
- Великовская Э. М., Журавлев Б. Я., Успенский Е. П. О структурно-фациальных зонах юго-западного склона хребта Чингиз. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геол., 1966, № 2.
- Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. «Геохимия», 1962, № 7.
- Власов К. А. и др. Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов, т. 1. М., «Наука», 1964.

- Власов Г. М., Василевский М. М. Генезис и взаимоотношения рудных формаций вторичных кварцитов и пропицитов Среднего Камчатского хребта. В сб.: «Вопросы вулканизма». Тр. I Всес. вулканолог. совещ. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Вольфсон Ф. И. Главнейшие полиметаллические и некоторые медные месторождения Центрального Казахстана. «Тр. ИГН АН СССР», вып. 70, (№ 7). 1945.
- Воскресенская Н. Т., Зверева Н. Ф., Веймарн А. Б. К вопросу о геохимии меди в девонских и каменноугольных эффузивах Каркаралинского р-на (Центр. Казахстан). «Вестн. Моск. ун-та», сер. геол., 1965, № 6.
- Геология и металлогения Успенской тектонической зоны, т. 2: Месторождения черных и редких металлов; т. 3: Месторождения цветных металлов; т. 6: Металлогения Успенской зоны. Алма-Ата, «Наука», 1967—1968.
- Геология Чингизской геосинклинальной зоны. «Тр. ИГН АН КазССР», т. 5. Алма-Ата, 1962.
- Григорьев В. М., Зеленев К. К. Об источнике германия в железных рудах. «Геохимия», 1965, № 5.
- Дорохов И. Л. О геологическом возрасте интрузий джаксытагалинского комплекса Центр. Казахстана. «ДАН СССР», 1965, т. 160, № 4.
- Дорохов И. Л., Мигдисова Л. Ф., Соболев Р. Н. Геологическое положение и возраст интрузий джаксытагалинского комплекса в северо-восточной части Токрауского синклиория. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1965, т. 40, вып. 6.
- Дорохов И. Л., Соболев Р. Н., Тихомиров В. Г. Бохтинский массив гранитоидов в Центральном Казахстане (геологическое строение и история формирования). «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1966, т. 41, № 2.
- Ерджанов К. Н. Вторичные кварциты юго-восточной части Центрального Казахстана. Алма-Ата, 1945.
- Журавлев Б. Я. Вулканогенный девон юго-западного склона Чингизского мегаинтуклиория. «Вестн. Моск. ун-та», геол., 1966, № 3.
- Журавлев Б. Я., Беньямовский В. Н. О некоторых видах спор из среднедевонских углей юго-западных отрогов хребта Чингиз (Центр. Казахстан). «Вестн. Моск. ун-та», отд. геол., 1964, № 4.
- Залесский М. Д. О новом растении *Blasaria sibirica* n. g. et sp. Изд. АН СССР, III сер. ОМЕН, № 2—3, 1934.
- Захарченко А. И. и др. Температурный режим и состав растворов в процессе образования совмещенных тел пегматитов, грейзенов и флюорито-кварцевых жил гранитного массива Кент в Центральном Казахстане. В сб.: «Исследования минералообразования растворов». М., «Недра», 1965.
- Знаменский Н. Д., Фоминных В. Г. О составе титаномагнетитов в гранитоидах габбрового ряда Среднего Урала. ДАН СССР, 1962, т. 146, № 3.
- Иванов А. И. и др. Абсолютный возраст гранитоидных интрузий южной части Центрального Казахстана. «Бюлл. комиссии по опред. абс. возр. геол. формаций», вып. 4. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Каипов А. Д. О вулcano-тектонической природе Акбастау-Кусмурунского рудного поля. В сб.: «Мат-лы I Республиканской конференции молодых геологов КазССР». Алма-Ата, «Наука», 1968.
- Каипов А. Д. Рудные обломки из пород надрудной толщи месторождений Кусмурун и Акбастау (Центральный Казахстан). ДАН СССР, 1969, т. 186, № 2.
- Каплун Л. И. Девон северо-восточного Прибалхашья. «Сов. геол.», 1956, сб. 52.
- Каплун Л. И., Рукавишникова Т. Б. Гранита силура и девона в северо-восточном Прибалхашье. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1958, № 11.
- Кассин Н. Г. Материалы по палеогеографии Казахстана. Алма-Ата, 1947.
- Кассин Н. Г. Развитие геологических структур Казахстана. «Изв. АН КазССР», сер. геол., 1951, вып. 14 и 15.
- Кац Я. Г. и др. Живетские и верхнедевонские отложения западных окраин Чингиза. «Изв. высш. уч. зав.», геол. и разв., 1964, № 4.
- Каюпов А. К., Чекваидзе В. Б. Генетические типы кварцитов Акбастау-Кусмурунского рудного поля. «Вестн. АН КазССР», 1962, № 12, (213).
- Ким В. А., Каюпов А. К. Эффузивные комплексы Мизек-Кусмурунской рудной зоны и отношение к ним эндогенного оруденения. «Тр. ИГН АН КазССР», т. 18. Алма-Ата, «Наука», 1966.
- Колобова И. М. О лландерийском возрасте низов уркинской свиты хребта Тарбагатай. «Тр. ВСЕГЕИ», нов. сер., т. 129, вып. 3. Л., 1967.
- Комлев Л. В. и др. Возраст гранитной интрузии Бектау-Ата в Северном Прибалхашье (Центральный Казахстан). «Тр. VII сессии комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций». М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Коптев-Дворников В. С. К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов (на примере Центр. Казахстана). «Изв. АН СССР», сер. геол., 1952, № 4.

- Коржинский Д. С. Геология и петрология Экибастузского района. «Тр. ВГРО», вып. 155. М., 1932.
- Коржинский Д. С. Зависимость метаморфизма от глубинности в вулканогенных формациях. «Тр. Лаб. вулканол. АН СССР», вып. 19. М., 1961.
- Кочуров В. Б. Тектоника и металлогения северо-восточной части Центрального Казахстана. В кн.: «Тектоника СССР», т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1948.
- Кошелева И. А., Дорохов И. Л. Геохимическая характеристика интрузивных комплексов северо-восточной части Токрауского синклиниория. «Вестн. Моск. ун-та», геол., 1965, № 5.
- Кошелева И. А., Курчавов А. М. Некоторые геохимические особенности вулканогенной толщи карбона-перми северо-восточной части Токрауского синклиниория (Центральный Казахстан). «Вестн. Моск. ун-та», геол., 1967, № 4.
- Кошкин В. Я. Девонские отложения Северного Прибалхашья и Предчирчикизья. В сб.: «Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Казахстана», вып. 1 (26). Алма-Ата, 1961.
- Кошкин В. Я. О стратиграфическом положении саякской свиты. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1962, № 5.
- Кошкин В. Я. Роль продольного сдвигания в образовании тектонических структур земного шара. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1965, № 9.
- Кузнецов Е. А. Метод сравнительной дисперсии двупреломления. М., «Недра», 1964.
- Курчавов А. М. Остатки среднекаменноугольного вулканического аппарата горы Карасуран в Каркаралинском районе (Центральный Казахстан). «Тр. Лаб. палеовулканол.», вып. 3. Алма-Ата, 1964.
- Курчавов А. М. Геологическое строение Кувского гранитного массива (Центральный Казахстан). «Вестн. Моск. ун-та», сер. геол., 1968, № 5.
- Курчавов А. М., Дорохов И. Л. Мезозойские базальты в Каркаралинском районе Центрального Казахстана. «Вестн. Моск. ун-та», геол., 1965, № 6.
- Курчавов А. М., Мейен С. В. Пермские отложения Карасорского прогиба (Центральный Казахстан). «Мат-лы по геологии Центрального Казахстана», т. X. Изд-во МГУ, 1971.
- Литвинович Н. В. и др. Стратиграфия и фауна палеозойских отложений Тарбагатай. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Лялин Ю. И., Миллер Е. Е., Никитина Л. Г. Вулканогенные формации Чингизского геосинклинария. «Тр. ИГН КазССР», т. 11. Алма-Ата, «Наука», 1964.
- Ляхович В. В. Некоторые данные о составе акцессорного магнетита. «Тр. ИМГРЭ», вып. 3. М., 1959.
- Ляхович В. В., Родионов Д. А. К методике изучения акцессорных минералов в изверженных горных породах. «Тр. ИМГРЭ», вып. 6, 1961.
- Максимов А. А. Германий в железо-марганцевых месторождениях Центрального Казахстана. «Изв. высш. уч. зав.», сер. геол. и разв., 1958, № 1.
- Марков П. С. Алунит и алунитовые месторождения Восточного Казахстана. В сб. «Мат-лы по геологии Казахстана», М., 1940.
- Маркова Н. Г. Тектоника Чингизской зоны северо-восточного Казахстана. В кн.: «Тектоника СССР», т. 1. М., 1948.
- Маркова Н. Г. Закономерности размещения разновозрастных складчатых зон на примере Центрального Казахстана. В сб.: «Складчатые области Евразии». М., «Наука», 1964.
- Мархинин Е. К., Сапожникова А. М. О содержании Ni, Co, Cr, V, Si в вулканогенных породах. «Геохимия», 1962, № 4.
- Мартинова М. В. К фаунистической характеристике основания турнейского яруса в Центральном Казахстане. «Вестн. Моск. ун-та», сер. IV, геол., 1964, № 4.
- Мацокина-Воронич Т. М. Методические принципы составления региональных металлогенических карт (на опыте работ по регионам Узбекистана). В сб.: «Вопр. методики составления металлогенических и прогнозных карт Ср. Азии». Ташкент, 1964.
- Мейстер А. К. Хребет Чингиз и р. Чаган. «Тр. ВГРО», вып. 223. М., 1932.
- Мельников Ф. П. О строении и генезисе пегматитовых тел Центрального Казахстана. «Вестн. Моск. ун-та», геол., 1965, № 3.
- Моисеенко Ф. С. О значении малых гравитационных аномалий для поисков редкометальных месторождений в Центральном Казахстане. ДАН СССР, 1959, т. 128, № 1.
- Монич В. К. Магматизм Центрального Казахстана. В сб. «Производительные силы Центрального Казахстана», т. 2. Алма-Ата, 1959.
- Морозов М. Д. и др. Основные геологические структуры Восточного Казахстана и Мугоджар по региональным геофизическим исследованиям. «Изв. АН КазССР», сер. геол., 1963, вып. 2(53).

- Муканов К. М., Ромашин С. С. Первичные геохимические ореолы на Акбастау-Кусмурунском рудном поле. «Геол. рудн. месторожд.», 1964, № 5.
- Наковник Н. И. Вторичные кварциты СССР и связанные с ними месторождения полезных ископаемых. М., «Недра», 1964.
- Наливкин Д. В. Брахиподы верхнего и среднего девона и нижнего карбона северо-восточного Казахстана. М., 1937.
- Небольсин А. А. Взаимоотношения магнетита и гематита в контактово-метасоматических рудах на примере месторождения Акбюрата. «Изв. высш. уч. зав., геол. и разв.», 1963, № 3.
- Нейбург М. К стратиграфии верхнепалеозойских отложений северо-восточного Казахстана. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1951, № 5.
- Никитина Л. Г. Стратиграфия и фациальные комплексы нижнесреднедевонских отложений северо-востока Центрального Казахстана. «Изв. АН КазССР», сер. геол., 1964, № 6.
- Овчинников Л. Н. Контактво-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала. «Тр. Горно-геол. ин-та УФАИ СССР», № 39. Свердловск, 1960.
- Перекалина Т. В. Геология герциньских гранитоидных интрузий Центрального Казахстана. Изд-во ЛГУ, 1966.
- Подольский С. В. и др. Тантал в аляскитах и субщелочных гранитах восточной части Центрального Казахстана. «Геохимия», 1965, № 5.
- Полов В. М. Пластовые месторождения цветных металлов и вопросы их генезиса. В сб.: «Проблемы генезиса руд». М., «Недра», 1964.
- Поярков В. Э. Поиск ртутных месторождений в равнинных районах Северного и Центрального Казахстана. «Разведка и охрана недр», 1965, № 10.
- Радченко М. И. Палеофитологическое обоснование стратиграфии карбона Казахстана. «Изв. АН КазССР», сер. геол., 1959, № 4.
- Резолюция совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана. Алма-Ата, 1958.
- Русаков М. П. Железрудные месторождения Кен-Тюбе — Тогай в Восточно-Каркаралинском районе Киргизской степи. «Мат-лы по общей и прикладной геологии», вып. 109. М., 1929.
- Русаков М. П., Бурдуков Г. П. Рудный титаномagnetитовый горизонт в нижнекарбонной осадочной толще Саякской мульды в Северо-Восточном Прибалхашье. «Изв. АН КазССР», сер. геол., 1957, № 1.
- Русаков М. П., Наковник Н. И. Корундовые месторождения Казахской степи (Семиз-Бугу и Калактас). «Тр. ВГО», вып. 87, 1932.
- Русаков М. П., Сатпаев К. И. Металлогенические особенности и закономерности в проявлении эндогенной концентрации меди в недрах Центрального Казахстана. «Мат-лы научн. сесс. по металлоген. и прогн. картам». Алма-Ата, 1958.
- Русаков М. П., Фрейд Г. М. Некоторые вопросы генезиса, состава, локализации и оруденения вторичных кварцитов Казахстана. «Уч. зап. Каз. гос. ун-та», вып. 4. Алма-Ата, 1958.
- Сатпаев К. И. О методологии, фактической базе и основных выводах металлогенических прогнозных карт Центрального Казахстана. «Изв. АН КазССР», сер. геол., 1955, вып. 20.
- Сатпаев К. И., Жилинский Г. Б. Металлогения Казахстана. В сб.: «Вопросы геологии Казахстана». Алма-Ата, «Наука», 1964.
- Сатпаев К. И. и др. Абсолютный возраст некоторых магматических и металлогенических формаций Казахстана. «Изв. АН КазССР», сер. геол., 1963, вып. 3 (54).
- Севрюгин Н. А. Геологическое строение Присемипалатинского района. «Сов. геол.», 1959, № 8.
- Семенов А. И. Принципы и методы составления металлогенической карты Восточного Казахстана. «Сов. геол.», 1957, сб. 58.
- Семенов А. И., Старицкий Ю. Г., Шаталов Е. Т. Главные типы металлогенических провинций и структурно-металлогенических (металлогенических) зон на территории СССР. В сб.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 8. М., «Наука», 1967.
- Семенова Тяп-Шанская Е. Г. Изучение стратиграфии и петрологии эффузивных толщ верхнего палеозоя Центрального Казахстана (Шетского, Кызылрайского и Каркаралинского районов). «Сб. научно-техн. информ. МГ и ОН СССР», 1955, № 1.
- Сенкевич М. А. О возрасте альбитофировой толщи девона Центрального Казахстана (Бошкельский и Баянаульский районы). «Сов. геол.», 1956, № 52.
- Сенкевич М. А. Флора девона Центрального Казахстана. «Изв. АН КазССР», сер. геол., 1957, вып. 3.
- Сенкевич М. А. Описание флоры девона Казахстана. В сб.: «Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Казахстана», вып. 1 (26). М., 1961.

- Сергиев Н. Г., Ташинина М. В. О возможной роли углисто-глинистых сланцев в локализации полиметаллических месторождений Алтая. ДАН СССР, 1953, т. 92, № 3.
- Смирнов В. И. О классификации магматогенных рудных месторождений. «Вестн. Моск. ун-та», геол., 1967, № 5.
- Сморчков И. Е. К определению понятия «металлогеническая специализация магмы». В сб.: «Металлогеническая специализация магматических комплексов». М., «Недра», 1964.
- Соболев Р. Н. История формирования и возраст Топарского массива. В сб. «Вопросы региональной геологии». Изд-во МГУ, 1964.
- Соболев Р. Н., Борщевский Ю. Я., Дорохов И. Л. Новые данные о возрасте гранитоидов топарского комплекса северной части Джунгаро-Балхашской геосинклинали. ДАН СССР, 1965, т. 65, № 3.
- Соболев Р. Н., Борщевский Ю. Я. Абсолютный возраст гранитной интрузии Восточный Коунрад (Центральный Казахстан). «Тр. XIII сессии Комиссии по опред. абс. возр. геол. формаций». М., «Наука», 1966.
- Соболев Р. Н., Лифшиц И. Ф., Шипков Ю. У. Сравнительная характеристика гранит-порфиров калдырминского и джаксытагалинского комплексов Северного Прибалхашья. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геол., 1966, № 2.
- Соболев Р. Н., Дорохов И. Л., Мигдисова Л. Ф. Геология и петрохимические особенности джаксытагалинского комплекса Каркаралинского района (Центральный Казахстан). «Изв. высш. уч. зав.», геол. и разв., 1968, № 2.
- Соколов Г. А. Типы и условия образования магматогенных железных руд СССР. В сб.: «Железрудная база черной металлургии СССР». М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Соколов Г. А., Павлов Д. И. Об источниках и роли хлора в магматогенном рудообразовании. В сб.: «Проблемы генезиса руд». М., «Недра», 1964.
- Сорокин В. И. Халькопирит-борнитовые руды в вулканогенноосадочных породах Беркары (Вост. Казахстан). «Вестн. Моск. ун-та», отд. геол., 1962, № 2.
- Сталь М. Б., Розенкранц А. А., Ковалева В. В. К стратиграфии верхнекаменноугольных отложений Северо-Восточного Прибалхашья. «Сов. геол.», 1956, № 52.
- Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Тихомиров В. Г. Структурно-фациальная зональность и магматизм палеозоя юго-западного склона Чингизского мегантиклинория и смежных территорий Балхашского мегасинклинория. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1966, т. 41, вып. 1.
- Тихомиров В. Г., Веймарн А. Б., Журавлев Б. Я., Тихомирова Э. И., Щербунев М. П. О двух типах полосчатых текстур в вулканогенных породах кислого состава (Каркаралинский район Центрального Казахстана). «Вестн. Моск. ун-та», сер. геол., 1963, № 3.
- Тихомиров В. Г., Дорохов И. Л., Курчавов А. М. Новая форма соотношений экструзий и интрузий в Центральном Казахстане. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геол., 1964, № 4.
- Труды лаборатории палеовулканологии Казахского гос. ун-та, вып. 1—3. Алма-Ата, 1963—1964.
- Труды совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана, тт. 1 и 2. Алма-Ата, 1960.
- Уколов М. М. К вопросу о строении Актасской зоны разломов (Центральный Казахстан). В сб.: «Геология, геохимия и минералогия месторождений редких элементов Казахстана». Алма-Ата, 1966.
- Успенский Е. П. Стратиграфия ниже- и среднедевонских континентальных отложений юго-западного склона хр. Чингиз (Центр. Казахстан). «Изв. высш. уч. зав.», геол. и разв., 1965, № 3.
- Хамзин С. О рудоносности верхнефаменских отложений Каркаралинского района. В сб.: «Материалы I Республиканской конференции молодых геологов КазССР». Алма-Ата, «Наука», 1968.
- Худяков Н. А. Геология и полезные ископаемые Западно-Чингизских кражей. «Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Казахстана», вып. 20. Алма-Ата, 1941.
- Четверикова Н. П. Строение широтной ветви девонского краевого вулканического пояса Центрального Казахстана. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1966, т. 41, вып. 2.
- Шаталов Е. Т. и др. Обзор геологических понятий и терминов в применении к металлогении. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Шаталов Е. Т. и др. Основные принципы составления, содержание и условные обозначения металлогенических и прогнозных карт рудных районов. М., Госгеолтехиздат, 1964.

- Шаталов Е. Т. и др. Критерии связи оруденения с магматизмом применительно к изучению рудных районов. М., «Недра», 1965.
- Шевченко Е. В. Структурные и петрографические особенности некоторых пермских плутонов Центрального Казахстана. Львов, 1956.
- Шестаков Ю. Г. Геохимический показатель зон магнетитового оруденения. «Сов. геол.», 1965, № 3.
- Шлыгин Е. Д. Тектоническое строение северной части северо-восточного Казахстана. «Пробл. сов. геологии», 1935, № 2.
- Шлыгин Е. Д. Некоторые особенности структурного положения полиметаллических месторождений Центрального Казахстана. «Тр. Каз. горно-металлург. ин-та», № 3, 1939.
- Шлыгин Е. Д., Шлыгин А. Е. Некоторые принципы тектонического районирования Казахстана. В сб.: «Складчатые области Евразии». (Мат-лы совещ. по проблемам тектоники в Москве). М., «Наука», 1964.
- Штейнберг Д. С., Фоминных В. Г. Состав акцессорных титаномagnetитов в различных генетических типах гранитоидов Урала. ДАН СССР, 1961, т. 139, № 5.
- Штейнберг Д. С., Малахов И. А., Фоминных В. Г. Генетическое значение закономерностей распределения элементов семейства железа в магматических горных породах Урала. «Зап. Всес. минерал. о-ва», 1964, ч. 93, вып. 5.
- Щерба Г. Н. Подвижные глубинные зоны и их значение для размещения эндогенного оруденения (на примере Центрального Казахстана). «Сб. научн. тр. Каз. горнометаллург. ин-та», № 13. Алма-Ата, 1956.
- Щерба Г. Н. Формирование редкометальных месторождений Центрального Казахстана. Алма-Ата, 1960.
- Щерба Г. Н. Некоторые особенности изучения месторождений атасуйского типа. «Изв. АН КазССР», сер. геол., 1964, вып. 5.
- Щерба Г. Н. О так называемых контактово-метасоматических месторождениях в восточной части Успенского рудного пояса. «Изв. высш. уч. зав.», геол. и разв., 1969, № 2.
- Щерба Г. Н., Попов А. А. Некоторые данные о мощности земной коры в южной части Восточного Казахстана. «Изв. АН КазССР», сер. геол., 1962, вып. 3(48).
- Щерба И. Г. Некоторые черты развития северной части Джунгаро-Балхашской геосинклинали в среднем и верхнем палеозое. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1966, т. 41, вып. 6.
- Юрина А. Л. Девонская флора Центрального Казахстана. «Мат-лы по геологии и пол. ископ. Ц. Казахстана», т. 8. Изд-во МГУ, 1969.
- Яковлева Е. Б. Методика изучения вулканогенных толщ палеозоя (на примере Рудного Алтая). «Сов. геол.», сб. 61, 1957.
- Яковлева Е. Б. Автомагматические брекчии Казахстана. «Сов. геол.», 1963, № 8.
- Яренская М. А. Минералогия и структурно-текстурные особенности колчеданных месторождений Чингиза. «Тр. ИГН АН КазССР», 1963, т. 7.
- Ященко Н. Я. Возможности использования состава акцессорного и рудного магнетитов для установления генетической связи контактово-метасоматических месторождений с гранитоидами. В сб.: «Геология Центрального Казахстана». Алма-Ата, «Наука», 1968.
- Ященко Н. Я., Серых В. И., Ларина Т. Ф. О содержании магнетита в изверженных породах. «Зап. Всес. минерал. о-ва», 2 сер., 1965, ч. 94, вып. 6.
- Wederohl K. H. Beitrage zur Geochemie des Kupfers. «Geol. Rundsch.», 1962, 52, Nr. 1.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие (от редактора)	3
Введение	5

Часть I

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ (редакторы А. Е. Михайлов, В. Г. Тихомиров)

Глава I

Стратиграфия	8
Рифейский комплекс (?)	9
Ордовикская система. Верхний отдел (Е. П. Успенский)	11
Силурийская система (Э. М. Великовская)	17
Девонская система	32
Нижний отдел (Б. Я. Журавлев, Н. М. Исаев, Е. Б. Яковлева)	32
Средний отдел. Эйфельский (?) ярус (Б. Я. Журавлев, Т. Н. Голубовская, Е. Б. Яковлева)	43
Средний и верхний отделы (М. В. Мартынова, Е. П. Успенский)	55
Каменноугольная и пермская системы	71
Нижний отдел каменноугольной системы	72
Турнейский ярус	72
Визейский ярус. Нижний подъярус (С. Хамзин)	73
Визейский ярус. Средний подъярус. — Намюрский ярус. Каркаралинская свита. (А. М. Курчавов, С. Хамзин)	74
Намюрский ярус — средний карбон. Калмакэмельская свита (А. М. Курчавов)	87
Средний отдел каменноугольной системы. Керегетасская свита (А. П. Урываева)	93
Верхний отдел каменноугольной системы — нижний отдел пермской системы. Архарлинская свита. (А. М. Курчавов, Е. Б. Яковлева)	99
Пермская система. Нижний отдел (А. М. Курчавов)	114

Глава II

Интрузивные горные породы	119
Рифейские ультраосновные породы	119
Доверхнеордовикские интрузии	120
Среднепалеозойский интрузивный комплекс (И. А. Кошелева)	120
Нижнекаменноугольный интрузивный комплекс (И. Л. Дорохов)	122
Среднекаменноугольный топарский интрузивный комплекс (А. Б. Веймарн, И. Л. Дорохов, Р. Н. Соболев)	124
Верхнекаменноугольный калдырминский интрузивный комплекс (И. Л. Дорохов, Р. Н. Соболев)	130
Пермский джаксытагалинский интрузивный комплекс (И. Л. Дорохов, Р. Н. Соболев)	139
Пермский акчатауский интрузивный комплекс (И. Л. Дорохов, Р. Н. Соболев)	147
Пермский кайнарский интрузивный комплекс (С. К. Оникиенко, И. Л. Дорохов)	151

Глава III

Вторичные кварциты (И. А. Кошелева, Е. Ф. Бурштейн)	157
---	-----

Глава IV

Тектоника, геологическая история и магматизм (А. Е. Михайлов, В. Г. Тихомиров, Б. Я. Журавлев, Ю. Н. Чернов) .

167

Часть II

МЕТАЛЛОГЕНИЯ (редакторы Е. Ф. Бурштейн, А. А. Максимов)

Введение (Е. Ф. Бурштейн)

192

Глава V

Краткие сведения о геохимических особенностях района (И. А. Кошелева, А. Б. Веймарн, Э. М. Великовская, А. М. Курчавов)

200

Глава VI

Основные рудные формации

212

Пегматитовая группа (Е. Ф. Бурштейн, И. А. Кошелева)

212

Скарновая группа (А. Б. Веймарн)

214

Грейзеново-альбититовая группа (И. А. Кошелева)

235

Гидротермальная группа (Е. Ф. Бурштейн, А. Б. Веймарн, И. А. Кошелева, Н. М. Исаев, В. С. Николаев)

248

Экзогенные и метаморфогенные рудопроявления (Е. Ф. Бурштейн, А. Б. Веймарн)

265

Глава VII

Общие закономерности размещения эндогенного оруденения (Е. Ф. Бурштейн, А. Б. Веймарн, И. А. Кошелева)

267

Заключение

278

Литература .

282

**ГЕОЛОГИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ТОКРАУСКОЙ ВПАДИНЫ
И ЮГО-ЗАПАДНОГО ЧИНГИЗА**

(Материалы по геологии Центрального Казахстана, т. IX)

Тематический план 1970 г. № 156

Редактор И. И. Щехура

Технический редактор Г. И. Георгиева

Переплет художника Л. М. Самариной

Корректоры В. П. Кададинская, А. А. Алексеева, Л. А. Костылева

Сдано в набор 4.VI 1970 г.

Подписано к печати 18.II 1971 г.

Л-116067 Формат 70×108¹/₁₆

Бумага оф. № 2

Физ. печ. л. 18,25

Усл. печ. л. 25,55 + 5 вклеек (2,8)

Уч.-изд. л. 27,44

Изд. № 98/зак.

Зак. 691

Тираж 525 экз.

Цена 2 р. 30 к.

Издательство Московского университета

Москва, К-9, ул. Герцена, 5/7.

Типография Изд-ва МГУ. Москва, Ленинские горы