

457
В. Н. ДОВГАЛЬ,
В. А. ШИРОКИХ



СТОРИЯ

РАЗВИТИЯ
МАГМАТИЗМА
ПОВЫШЕННОЙ
ЩЕЛОЧНОСТИ
КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
В ы п у с к 457

В. Н. ДОВГАЛЬ, В. А. ШИРОКИХ

ИСТОРИЯ
РАЗВИТИЯ
МАГМАТИЗМА
ПОВЫШЕННОЙ
ЩЕЛОЧНОСТИ
КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ

Ответственный редактор академик *Ю. А. Кузнецов*



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск · 1980

Довгаль В. Н., Широких В. А. История развития магматизма повышенной щелочности Кузнецкого Алатау.— Новосибирск: Наука, 1980. 216 с.

На примере Кузнецкого Алатау в книге прослежена история развития щелочного и субщелочного магматизма складчатой области, начиная с ранних этапов ее геосинклинального развития и кончая периодом орогенной активизации. На большом фактическом материале показано, что ощелоченные породы в Кузнецком Алатау впервые появляются в собственно геосинклинальную стадию его геологического развития. Затем, по мере эволюции геосинклинали, количество ощелоченных пород возрастает, площади их распространения увеличиваются, и своего максимального развития эти породы достигают к моменту полной стабилизации подвижной зоны.

Книга рассчитана на геологов, занимающихся вопросами щелочного магматизма и магматизма складчатых областей вообще.

**Владимир Николаевич Довгаль,
Валентина Алексеевна Широких**

**ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ МАГМАТИЗМА
ПОВЫШЕННОЙ ЩЕЛОЧНОСТИ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ**

Ответственный редактор
Юрий Алексеевич Кузнецов

Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Редактор издательства *Е. С. Иванова*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Художник *Н. А. Пискун*
Технический редактор *А. В. Сурганова*
Корректоры *В. К. Тришина, Р. К. Червова*

ИБ № 10667

Сдано в набор 15.11.79. Подписано к печати 13.10.80. МН-05065. Формат 70×108^{1/16}. Бумага типографская № 2. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 18,9. Уч.-изд. л. 20,2. Тираж 1000 экз. Заказ № 746. Цена 3 р. 40 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение, 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Среди магматических ассоциаций с участием пород повышенной щелочности ощелоченные магматические комплексы, расположенные в пределах складчатых областей, играют существенную роль. Так, судя по карте М. П. Орловой и В. И. Краснова [1978], 60 % массивов щелочных пород СССР (щелочных габбро, гранитов, сиенитов, нефелиновых пород и др.) приурочено к складчатым областям. По данным Д. Баркера [Barker D., 1969], в Северной Америке в такого типа структурах размещается 21 % известных проявлений фельдшпатоидных пород континента. Наконец, по оценке В. Г. Лазаренкова [1977], третья часть из ста крупнейших щелочных комплексов мира, структурное положение которых было проанализировано автором, тяготеет к складчатым областям.

Таким образом, цифры получаются внушительными. Не случайно Х. Сёренсен, например, в недавно переведенной на русский язык книге «Щелочные породы» пишет: «Хотя щелочные породы и распространены главным образом в стабильных областях, тем не менее в пределах подвижных поясов известно значительное число примеров щелочного магматизма» [Сёренсен Х., 1976, с. 167]. Несмотря на это, однако, индивидуальные особенности комплексов изверженных пород повышенной щелочности складчатых областей и, главное, история формирования их во времени, место в геологической истории складчатой области представляются часто неясными. Среди некоторых геологов до сих пор бытует убеждение, что щелочные ассоциации в складчатых областях появляются на заключительных стадиях их геосинклинального развития и позже — в период их активизации. Однако большой фактический материал, накопленный к настоящему времени по такого рода ассоциациям многих районов мира, свидетельствует о том, что дело здесь обстоит сложнее. Щелочные и субщелочные породы в складчатых областях нередко фиксируются уже на ранних стадиях их геосинклинального развития. По мере эволюции геосинклинали количество их возрастает, площади распространения увеличиваются, общий уровень щелочности повышается и своего максимального развития эти породы достигают к моменту полной стабилизации подвижной зоны.

Хороший пример такого типа развития магматизма повышенной щелочности в складчатых областях дает изучение эволюции во времени комплексов щелочных и субщелочных пород Кузнецкого Алатау. Это изучение было впервые предпринято нами более 15 лет тому назад. Началось оно с исследования раннепалеозойской сиенит-габбровой формации Кузнецкого Алатау, развитой в его северной части и в Горной Шории. Обнаружившееся в процессе изучения этой формации ее несколько необычное, по тогдашним меркам, геологическое положение (становление массивов формации происходило до момента полной стабилизации геосинклинальных тектонических структур области) побудило проявить интерес к геологической позиции других достаточно многочисленных и разнообраз-

ных ошелоченных ассоциаций Кузнецкого Алатау, что и вылилось, в конце концов, в настоящую работу.

Исследованию комплексов щелочных и субщелочных пород Кузнецкого Алатау способствовал целый ряд обстоятельств. Это, во-первых, хорошая геологическая изученность Кузнецкого Алатау (он сплошь покрыт детальными геологическими съемками) и хорошая изученность многих из интересовавших нас магматических ассоциаций, по ряду из которых имеются обстоятельные публикации и монографии. Во-вторых, немаловажное значение имела легкая доступность Кузнецкого Алатау, относящегося к числу наиболее освоенных горно-таежных районов Западной Сибири. Наконец, успеху работ в большой степени способствовало весьма благожелательное отношение к ним руководства и сотрудников лаборатории магматических формаций Института геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР, в рамках которой выполнялись эти работы. В связи с этим авторы считают своим приятным долгом поблагодарить за постоянное содействие, помощь и советы сотрудников лаборатории — академика Ю. А. Кузнецова, докторов геолого-минералогических наук Г. В. Полякова и А. Ф. Белоусова, кандидатов геолого-минералогических наук А. Н. Дистанову, И. М. Волохова, А. П. Кривенко, А. Е. Телешева, старшего инженера З. Г. Полякову. Авторы весьма признательны также за помощь, оказанную им при исследовании отдельных объектов, кандидатам геолого-минералогических наук Л. В. Алабину, И. П. Адамчуку, В. М. Иванову, геологу А. Е. Курмею, сотруднику ИГиГ СО АН СССР Н. В. Суркову. Особо же хочется поблагодарить кандидата геолого-минералогических наук В. И. Богнибова, с которым авторам много приходилось работать по изучению раннепалеозойского сиенит-габбрового комплекса Мартайги и раннепалеозойских гранитоидных плутонов восточного склона Кузнецкого Алатау.

Оформление графики к работе произведено П. И. Шамшуриной.

ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ

Под «породами повышенной щелочности» в настоящей работе понимаются изверженные породы, для которых характерны повышенные содержания щелочных металлов — натрия и калия или одного из них. К этим породам мы относим все фельдшпатоидные породы, сиениты, монцониты, сиенитодиориты, диоритомонцониты, граносиениты, а также все остальные породы группы гранита

которые по своим химическим анализам обнаруживают более высокие содержания щелочных металлов, нежели их средние типы. К «породам повышенной щелочности», разумеется, принадлежат и эффузивные аналоги этих пород — фонолиты, трахиты, трахибазальты, трахиандезиты и др. К этой же группе пород, в принципе, следует относить и спилиты, очень широко развитые в геосинклинальных вулканических толщах рифея и кембрия. Однако, поскольку повышенное содержание натрия в них связано, судя по всему, с явлениями регионального метаморфизма, из рассмотрения эти породы исключены. Из вулканических образований рифея и кембрия в группе «пород повышенной щелочности» будут рассматриваться только те, которым свойственно, наряду с натрием, заметное содержание калия, связанное с присутствием в породах первичного калиевого полевого шпата. Это в основном касается салических вулканитов.

Собственно щелочными породами мы, в соответствии с мнением большинства геологов, по крайней мере советских, будем именовать породы, содержащие фельдшпатоиды и (или) щелочные темноцветные минералы. Термин «щелочной» распространяется также на однополевошпатовые (с калинатовым полевым шпатом) сиениты и граниты, химические составы которых близки среднему химическому составу щелочных сиенитов и гранитов по Дэли.

Остальные породы, попадающие в разряд «пород повышенной щелочности», будут именоваться «ощелоченными», иногда «субщелочными».

Главным критерием для отнесения пород к «породам повышенной щелочности» служит их химический состав. Существует целый ряд химических параметров, позволяющих в той или иной мере оценить степень щелочности пород. Некоторые из этих параметров — характеристика a по А. Н. Заварицкому, коэффициент агпайтности d (модуль щелочности по И. В. Лучицкому), анортитовое число $\alpha = \frac{c}{a+c} \cdot 100$ по Д. С. Штейнбергу — приводятся в таблицах химических анализов.

Мы при оценке степени щелочности пород будем, во-первых, прибегать к сопоставлению химических составов со средними химическими составами соответствующих типов пород по Дэли и, во-вторых, пользоваться химической классификацией породных ассоциаций по А. Ф. Белоусову [1976, Кузнецов Ю. А. и др., 1976]. Эта классификация особенно удобна для определения степени щелочности пород среднего, основного и ультраосновного состава.

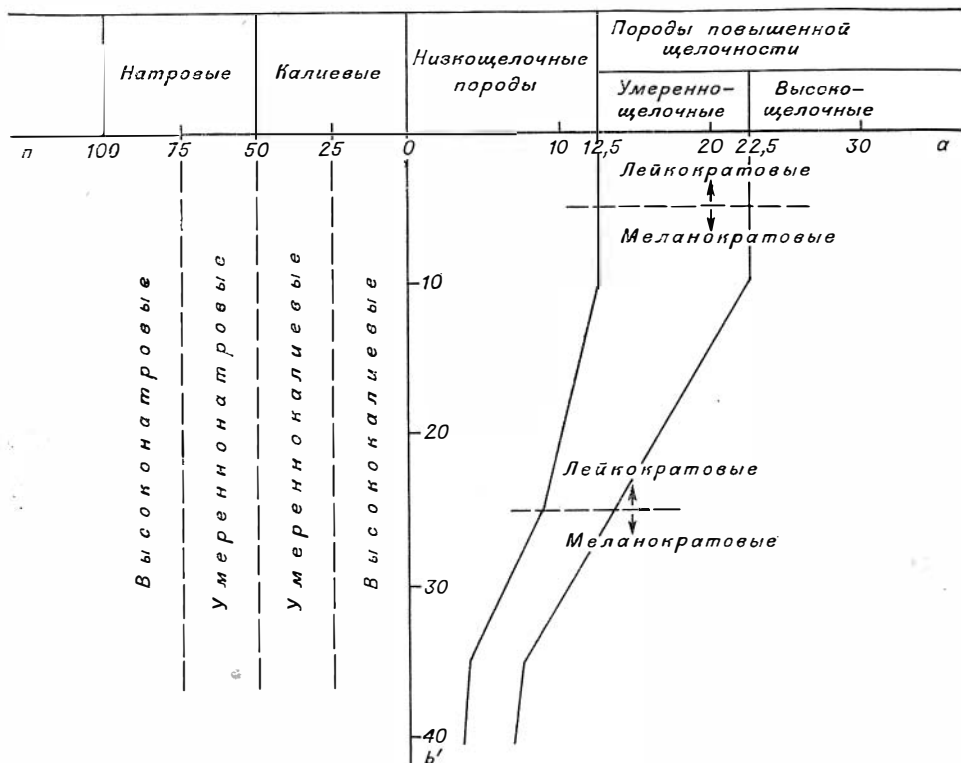


Рис. 1. Схема подразделения магматических пород по щелочности, меланократовости и типу щелочности [Кузнецов Ю. А. и др., 1976].

Суть этой классификации сводится к разбивке породных сообществ на породные группы (базитовую, щелочносалическую, гранитовую и др.) с последующим определением положения химических составов пород каждой группы в пересчете на числовые характеристики А. Н. Заварицкого a , $b' = b - \frac{b \cdot a'}{100}$, n на полях диаграммы (рис. 1). Принадлежность выборки химических анализов к какому-либо полю устанавливается статистически и считается значимой в том случае, если в это поле ложится более 50% анализов пород выборки. Определение процентов осуществляется с помощью математико-статистических таблиц Я. Янко [1961].

Диаграмма (см. рис. 1) дает возможность определить три основных химических параметра выборки — уровни меланократовости, щелочности и тип щелочности. По уровню меланократовости все выборки подразделяются на лейкократовые и меланократовые. Границами раздела являются для кислой и щелочносалической породных групп $b' = 5$, для базитовой породной группы — $b' = 25$ (на рис. 1 эти границы показаны горизонтальными штриховыми линиями). Для выборок, не обнаруживающих преимущественной приуроченности к лейкократовому или меланократовому полю, предусмотрено также выделение мезократового поля. Для кислой и щелочносалической породных групп это поле лежит в интервале $b' = 2,5 - 7,5$, для базитовой породной группы в интервале $b' = 20 - 30$. Если выборка не обнаруживает преимущественной приуроченности ни к одному из названных полей, то она именуется «неопределенной по меланократовости».

Принципы подразделения пород по уровню и типу щелочности хорошо видны из рис. 1. Здесь следует сказать лишь несколько слов относительно терминологии, употребляемой в отношении выборок, занимаю-

щих промежуточное положение между отдельными полями. Если выборка ложится между полями «низкощелочных пород» и «пород повышенной щелочности», то она именуется «неопределенной по щелочности». Если выборка занимает такое же положение между «умеренно-» и «высокощелочным» полями, то мы ее называем «умеренновысокощелочной» или «повышеннощелочной». Выборки, лежащие между «натровым» и «калиевым» полями, именуется «натрокалиевыми».

Помимо определения уровня меланократовости, щелочности и типа щелочности породы базитовой группы, в соответствии с имеющимися рекомендациями [Кузнецов Ю. А. и др., 1976], иногда подразделяются на низко- и высокотитанистые (граница раздела 1,5 вес. %), низко- и высокоглиноземистые (граница раздела 17 вес. %). Для разделения салических вулканитов на «трахиты» и «кислые вулканиты» в некоторых случаях используется в качестве граничного значения $a = 15$ [Белоусов А. Ф., 1976].

Терминологией, связанной с употреблением химической классификации породных ассоциаций по А. Ф. Белоусову, мы будем пользоваться при обсуждении химизма ассоциаций.

Кроме сравнения со средними типами пород и использования классификации А. Ф. Белоусова, в заключительном разделе работы дается оценка степени щелочности пород по И. В. Лучицкому [1962] с привлечением коэффициента агпаитности и диаграммы рис. 2.

Из других методических сторон настоящей работы, требующих предварительного пояснения, несколько слов следует сказать о терминологии, используемой нами в отношении породных парагенезисов, и о принципах наименования последних. Породные парагенезисы мы называем «комплексами», «ассоциациями» и «формациями». Понятия «комплекс» и «ассоциация» являются, по существу, синонимами. Они употребляются в отношении конкретных парагенезисов, имеющих определенную возрастную и пространственную привязку. Понятие «формация» распространяется на петрографические типы породных парагенезисов [Кузнецов Ю. А., 1964]. Однако если речь идет о «формации» определенного возраста и местоположения, то тогда это понятие тоже приобретает конкретный смысл.

Наименования породных сообществ обычно даются по петрографическому признаку. На такой основе построена номенклатура всех породных ассоциаций Кузнецкого Алатау, исключая вулканические комплексы рифея и раннего палеозоя, для которых А. Ф. Белоусовым предложен несколько иной принцип наименования с использованием петрохимических особенностей пород комплексов. Эти названия являются единственными для данных комплексов, поэтому в качестве единственных они и приняты нами. Вулканические же ассоциации девона издавна именовались по петрографическому признаку. Поэтому в отношении этих ассоциаций нами применяется двойная терминология — традиционная петрографическая и (в скобках) петрографо-петрохимическая по А. Ф. Белоусову.

Необходимо оговорить также способ составления употребляемых в работе сложных наименований. Если такие наименования состоят из двух и более слов (например, «сиенит-габбровый», «амфибол-биотит-пироксеновый» и т. д.), то преобладающий признак обозначается прилагательным, стоящим на последнем месте. Остальные прилагательные располагаются в порядке возрастания важности того признака, который они характеризуют.

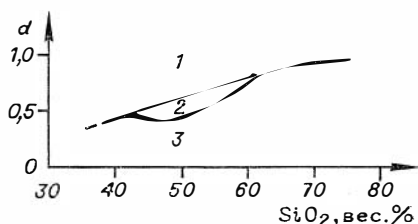


Рис. 2. Схема подразделения пород по щелочности на основании щелочного модуля (коэффициента агпаитности) (по И. В. Лучицкому [1962]). 1—3 — поля: 1 — щелочных пород; 2 — некоторых типов щелочных габброидов; 3 — пород нормального ряда.

Во избежание путаницы между близкими по написанию названиями сложных по составу магматических ассоциаций (например, гранит-сиенитовая, состоящая из гранитов и сиенитов, или габбро-норитовая, состоящая из габбро и норитов) и названиями пород промежуточного состава (например, граносиениты, габбронориты и т. д.) названия ассоциаций будут писаться в дальнейшем через дефис, а название пород — слитно.

Немного о способах сравнения химических составов. Такое сравнение проводится по t -критерию и изредка по Вилкоксону. Поскольку степень сходства, устанавливаемая по t -критерию, справедлива лишь для выборок с нормальным распределением, то о значимых различиях между выборками мы будем говорить только в отношении тех из них, которые удовлетворяют требованию нормальности распределения. В остальных же случаях от употребления понятия «значимые различия» мы будем воздерживаться.

При оценке частоты встречаемости в породах отдельных минералов мы будем выражать эту величину не в обычных процентах, а приводить определяемый с помощью таблиц Я. Янко [1961] 95%-ный доверительный интервал процентов встречаемости. Такой подход позволяет избежать влияния на оценку частоты встречаемости элементов случайности, связанных, например, с неравномерностью отбора материала, и более строго судить, в случае необходимости, о степени сходства выборок друг с другом.

ОБЗОР ВЗГЛЯДОВ НА ИСТОРИЮ РАЗВИТИЯ МАГМАТИЗМА ПОВЫШЕННОЙ ЩЕЛОЧНОСТИ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ

Первые сведения о наличии в Кузнецком Алатау пород повышенной щелочности относятся к концу прошлого — началу текущего столетия. Они связаны с именами И. П. Рачковского, Р. Райниша, Я. С. Эдельштейна, А. М. Зайцева, И. П. Толмачева, которыми были обнаружены и описаны нефелиновые породы на восточном склоне Кузнецкого Алатау, диоритомонциты когтахского комплекса, сиениты в Кондомском районе Горной Шории и т. д.

Очень много для изучения щелочного и субщелочного магматизма Кузнецкого Алатау сделано в 30-е годы. В этот период были значительно расширены сведения по нефелиновым породам восточного склона Кузнецкого Алатау, открыты нефелиновые породы на севере области и в Горной Шории, описаны Улугзасский и Тейские граносиенитовые массивы, щелочные сиениты района Берикюля и др.

В 40-е и в первой половине 50-х годов количество сведений о щелочных и субщелочных породах Кузнецкого Алатау уменьшилось и вновь сильно возросло к концу 50-х — началу 60-х годов, когда в Кузнецком Алатау были организованы специальные работы по поискам нефелинового сырья и начались массовые геологические съемки. В работах по поискам нефелинового сырья принимали участие сотрудники многих производственных и научных организаций, в том числе И. В. Лучицкий, М. П. Кортусов, Ю. Д. Скобелев, Е. Д. Андреева, М. Г. Бергер, А. В. Бозин, С. Г. Быков, М. В. Ворошилов, В. А. Врублевский, А. В. Дюков, И. И. Заболотникова, Р. Н. Ивашкина, А. В. Ключкина, Г. М. Купсик, Н. И. Кузоватов, А. Е. Курмей, В. Н. Кяргин, В. Г. Михалёв, А. И. Мостовской, Л. Б. Мещанская, А. М. Прусевич, Е. Д. Станкевич, Ю. И. Углёв, О. И. Шохина и др. Главнейшим результатом работ было обнаружение на севере Кузнецкого Алатау большого количества нефелиновых и других ощелоченных пород, выяснение особенностей их состава, геологических условий проявления, состава и типа ассоциаций, в которые эти породы входят, и т. д. В эти годы были открыты такие крупные месторож-

дения нефелиновых руд, как Кия-Шалтырское, Тулуяльское, Кургуское и др. Дополнительно исследовались и ранее известные месторождения нефелиновых пород — Горячегорское, Буланкульское и др.

В конце 50-х годов интенсивно изучались и частично разведывались сиенит-габбровые массивы патынского комплекса в Горной Шории.

В 60-е и последующие годы был выполнен следований как по ранее известным, так и по вновь открытым массивам и комплексам щелочных и субщелочных пород. Появились публикации на эту тему Ю. А. Кузнецова, В. И. Богнибова, П. А. Балыкина, Б. Д. Васильева, В. И. Гери, Е. Л. Данилина, В. Н. Довгала, Е. С. Единцева, А. П. Кривенко, А. А. Митякина, Г. В. Полякова, Е. С. Сергеевой, А. Е. Телешева, С. Л. Халфина, Д. И. Царева, В. А. Широких для Батенёвской зоны восточного склона Кузнецкого Алатау, М. Г. Бергера, А. В. Бозина, Л. С. Бородина, В. С. Гладких, Г. М. Еханина, Н. Т. Калмыкова, В. П. Костюка, А. В. Крюкова, В. Г. Крюкова, И. В. Лучицкого, А. А. Митякина, В. Г. Михалёва, А. Н. Охалкина, Ю. Д. Скобелева, Г. П. Турченко, В. Л. Чубугина — для северо-востока Кузнецкого Алатау и прилегающих к нему частей Минусинского прогиба, М. П. Кортусова, И. П. Адамчука, Л. В. Алабина, В. И. Богнибова, Б. Д. Васильева, В. А. Врублевского, В. Н. Довгала, Б. В. Дроздова, И. И. Заболотниковой, А. В. Ключкиной, А. П. Кривенко, В. Г. Крюкова, Н. И. Кузватова, А. Е. Курмея, Н. А. Макаренко, А. Д. Минина, А. И. Мостовского, В. З. Мустафина, О. И. Никонова, А. М. Прусевича, В. А. Широких, В. С. Шатского — по северу Кузнецкого Алатау, Л. В. Алабина, О. А. Богатикова, В. И. Богнибова, В. П. Болтухина, Г. М. Ивановой, С. С. Ильенка, В. А. Курепина, В. С. Мурзина, В. П. Орлова, М. И. Селивёрстов В. И. Синякова, Г. П. Турченко, В. С. Чувакина — по Горной Шории и западному склону Кузнецкого Алатау, И. П. Ивонина — по осевой части Кузнецкого Алатау, А. Ф. Белоусова, Б. Ф. Налётова, О. И. Никонова, З. Г. Поляковой — по вулканическим толщам рифея и кембрия различных районов Кузнецкого Алатау.

Большой фактический материал по щелочным и субщелочным породам Кузнецкого Алатау, естественно, требовал обобщения. Первые такие обобщения принадлежат Ю. А. Кузнецову. В 1932 и 1933 гг. им были написаны две статьи — одна об интрузиях Кузнецкого Алатау и их рудоносности, вторая — о нефелиновых месторождениях Западно-Сибирского края [Кузнецов Ю. А., 1932, 1933]. В статье 1932 г. Ю. А. Кузнецов впервые обратил внимание на то, что сиениты в Кузнецком Алатау разновозрастны и входят в состав различных породных ассоциаций. Во второй статье он рассмотрел все известные к тому времени месторождения нефелиновых пород Кузнецкого Алатау и показал, что нефелиновые породы неодинаковы по составу и геологическим условиям проявления.

В 1937 г. опубликована известная книга Б. М. Куплетского «Формация нефелиновых сиенитов СССР». В ней рассмотрены и нефелиновые породы Кузнецкого Алатау. Б. М. Куплетский делит эти породы по возрасту и генезису на несколько групп. По возрасту он подразделяет их на послекембрийские (нефелиновые породы Булан-Куля, Тырдапова улуса) и послесреднедевонские (гешениты, уртиты, ийолит-порфиры и другие северо-востока Кузнецкого Алатау). По генетическому признаку он различает среди них нефелиновые породы, ассоциирующие с гранитами (Булан-Куль), ассоциирующие с базитами (северо-восток Кузнецкого Алатау) и образующиеся в результате контактового взаимодействия магмы с боковыми породами (гора Патын).

В 1945 г. подробный обзор нефелиновых пород восточного склона Кузнецкого Алатау сделал И. К. Баженов [1945]. Он отнес их все к раннему девону.

В конце 50-х годов к анализу материала по щелочным породам Кузнецкого Алатау обратился И. В. Лучицкий [1959]. Он разделил все не-

фелиновые породы восточного склона Кузнецкого Алатау на две группы. Первая из них обнаруживает теснейшие связи с излившимися породами базальтовой магмы. Она включает в себя тералитосиениты, берешиты, тешениты, уртиты и свойственна северо-восточной части Кузнецкого Алатау. Вторая группа нефелиновых пород связана с массивами сиенитов. К ней И. В. Лучицкий относит нефелиновые породы Булан-Куля и Тырданова улуса.

Причина существования этих двух групп нефелиновых пород вначале была для И. В. Лучицкого не вполне ясна. Он предлагал два возможных объяснения: или обе группы пород одновозрастны (девонские), и тогда различия между ними обусловлены латеральной изменчивостью продуктов девонского магматизма, или же формирование этих групп происходило в разное время — в девоне (первая группа) и в раннем палеозое (вторая группа) в период интенсивного прогибания кембрийской геосинклинали.

Несколько лет спустя И. В. Лучицкий [1963] окончательно склонился в пользу второго объяснения. В работе, посвященной типам формаций щелочных пород Сибири, он отнес нефелиновые породы Булан-Куля и Тырданова улуса к «гибридной формации» геосинклинального периода развития салаирид восточного склона Кузнецкого Алатау, а нефелиновые и щелочные породы северо-востока Кузнецкого Алатау — к постгеосинклинальной «горячитовой формации» раннего девона. И. В. Лучицкий [1963] упомянул также о существовании в Кузнецком Алатау «щелочно-габброидной формации». Примеров ее он, однако, не привел.

В 1960 г. и позднее в печати появился ряд публикаций М. П. Кортусова [1960, 1962, 1963 и др.], в которых он подводит итог изучения щелочных и субщелочных пород севера Кузнецкого Алатау. Этот автор объединяет все нефелиновые породы, сиениты, сопутствующие им габбро и некоторые другие породы севера Кузнецкого Алатау в кийский габбро-сиенитовый комплекс. Этот комплекс он параллелизует по составу и времени проявления с девонскими изверженными породами северо-востока Кузнецкого Алатау и относит его к раннему — среднему девону. Точка зрения М. П. Кортусова имеет много сторонников, главным образом среди его учеников. Ее разделяют Б. Д. Васильев [1966], Н. И. Кузоватов [1967], И. П. Адамчук [1968], А. И. Мостовской [1972], А. М. Прусевич [1974] и др.

В 1961 г. Г. А. Иванкиным и Ю. А. Кузнецовым [1961] был сделан обзор магматизма восточной части Кузнецкого Алатау. Эти авторы выделяют несколько магматических комплексов, в составе которых имеются породы повышенной щелочности. К числу таких комплексов относятся: 1) когтахский габбро-монцонитовый (ранний или средний кембрий), 2) уленьский гранитоидный (верхний кембрий — ордовик), 3) магматические комплексы среднего палеозоя.

Сходную картину распределения по магматическим комплексам Кузнецкого Алатау пород повышенной щелочности дает Ю. Д. Скобелев [1963а, б]. Он отмечает их присутствие в габбро-анортозит-сиенитовой ассоциации среднего кембрия (когтахский комплекс, по Ю. А. Кузнецову и Г. А. Иванкину), в гранитоидных ассоциациях верхнего кембрия и ордовика (монцониты, сиениты, нордмаркиты, нефелиновые породы), в магматических комплексах среднего и верхнего палеозоя.

На трех стратиграфических уровнях зафиксированы ощелоченные породы в схеме магматизма Кузнецкого Алатау у Г. В. Пинуса [1958]: 1) средний кембрий (интрузии сиенитов Кондомского района), 2) верхний кембрий (улень-туимская гранодиорит-граносиенитовая интрузия), 3) девон. В схеме магматизма Д. И. Мусатова [1961] для восточного склона Кузнецкого Алатау таких уровней показывается тоже три: ордовик (тигертышский гранитоидно-сиенитоидный комплекс), ранний — средний девон и верхний палеозой — ранний мезозой.

В 60-е годы появился еще ряд работ, посвященных систематизации данных по щелочным и субщелочным породам Кузнецкого Алатау. В 1964 г. вышла из печати книга С. С. Ильенка «Петрология габбро-сиенитового комплекса Горной Шории», где он впервые обобщил сведения по сиенит-габбровым массивам патынского комплекса, Каратагскому интрузиву и массиву фельдшпатоидных сиенитов горы Сокол. С. С. Ильенко объединил все эти массивы в единый габбро-сиенитовый комплекс ранне- и среднедевонского возраста.

Интересную работу по нефелиновым породам Кузнецкого Алатау опубликовала Е. Д. Андреева [1968]. Она рассмотрела все важнейшие месторождения этих пород области, включив их в девонский габбро-сиенитовый комплекс.

Краткие обзоры по магматическим ассоциациям Кузнецкого Алатау с участием пород повышенной щелочности публиковали А. Ф. Белоусов, В. Н. Довгаль [1972] и В. Н. Довгаль [1973]. В них авторы делали упор на различный состав и возраст ассоциаций.

Таким образом, по своей оценке геологического положения магматических пород повышенной щелочности исследователи Кузнецкого Алатау делятся на две группы: одни из них признают разновозрастность и различную формационную принадлежность этих пород, другие в принципе, вероятно, не отрицают такую разновозрастность и различную формационную принадлежность, все же относят главную массу пород повышенной щелочности, и в первую очередь все фельдшпатоидные породы и щелочные сиениты, к девону.

Позиции первой группы исследователей основательно подкреплены в последнее десятилетие. Появились данные о значительном участии ощелоченных пород, вплоть до нефелинсодержащих, в составе предгранитного раннепалеозойского габбрового комплекса (когдахского комплекса) восточного склона Кузнецкого Алатау [Геря В. И., 1972; Поляков Г. В. и др., 1973; Кривенко А. П. и др., 1977, 1979; Балыкин П. А., 1977а]. Ю. А. Кузнецовым и др. [Раннепалеозойская..., 1971] установлено широкое распространение сиенитов, сиенитодиоритов, кое-где щелочных сиенитов в раннепалеозойской формации гранитоидных батолитов восточного склона Кузнецкого Алатау. А. Ф. Белоусовым и др. [1969, 1974] обнаружена заметная роль ощелоченных пород в геосинклинальных вулканических толщах рифея и кембрия. Геологами ЗСГУ получены несомненные свидетельства доордовикского возраста сиенитов Кондомского района [Орлов В. П., 1974]. В. И. Богнибовым [Раннепалеозойская..., 1971], Г. Ф. Гореловым [1973], В. И. Синяковым [1974] доказан раннепалеозойский возраст сиенитов Казского рудного поля в Горной Шории. И. П. Ивоным [1968] описаны сиениты в рифее — раннем кембрии осевой части Кузнецкого Алатау. О. И. Никоновым обнаружены конгломераты с галькой додевонских щелочных сиенитов в Мартайге и т. д. Ряд новых подтверждений раннепалеозойского возраста части сиенитов и некоторых других ощелоченных пород Кузнецкого Алатау приведен авторами настоящей работы, Л. В. Алабиным, В. И. Богнибовым и А. Е. Курмеем [Довгаль В. Н. и др., 1972, 1973, 1975, 1977; Довгаль В. Н., Алабин Л. В. и др., 1978].

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И МАГМАТИЗМ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Кузнецкий Алатау представляет собой складчатую систему салаир-каледонской консолидации. В пределах его различают две зоны: зону салаирской складчатости (зону ранней стабилизации каледонид)

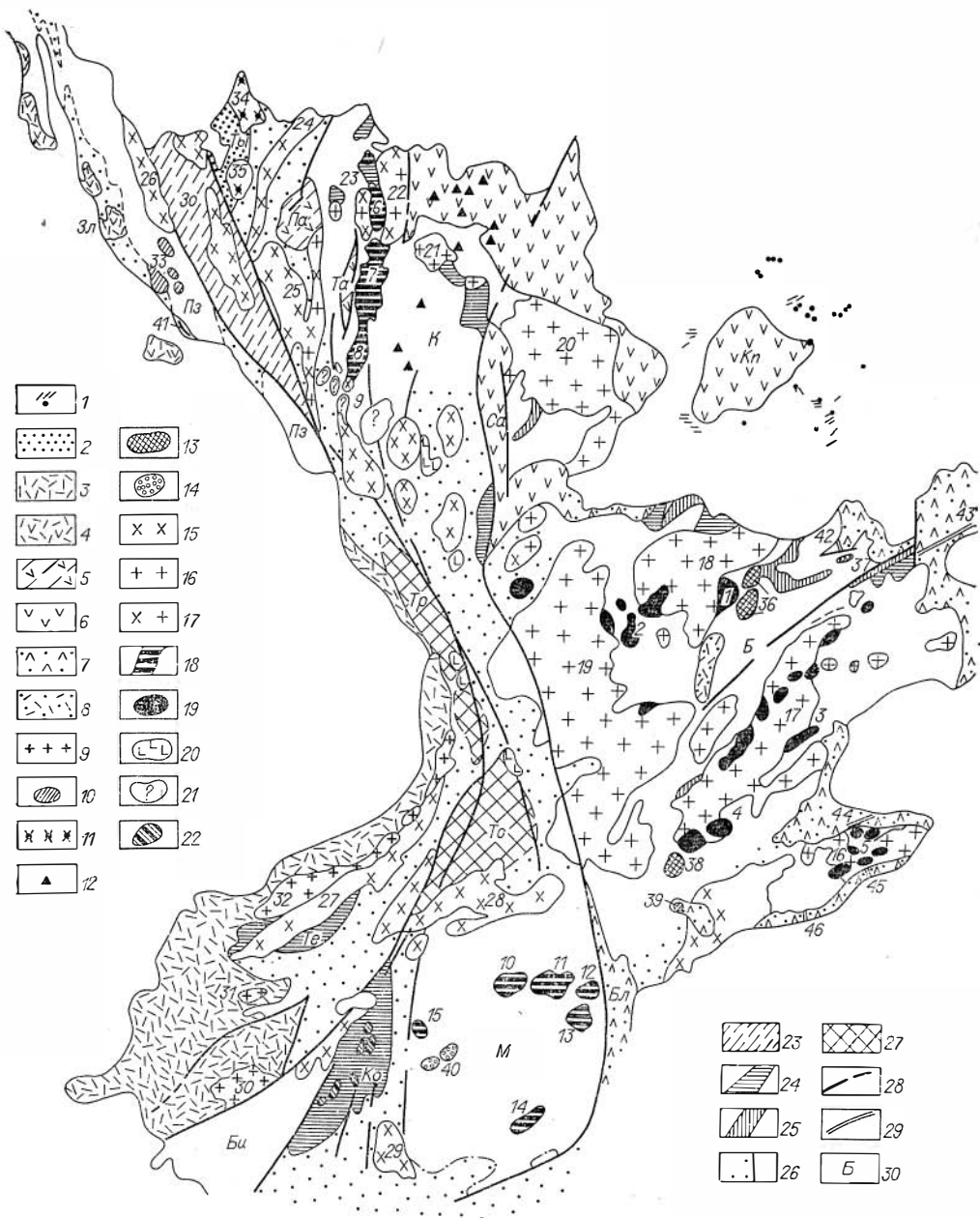


Рис. 3. Схема геологического строения Кузнецкого Алатау.

1 — нежки и дайки копьевского комплекса основных и ультраосновных пород PZ_3 — MZ_1 ; 2 — осадочные отложения девона Чебулинского прогиба; 3—8 — площади распространения пород ранне-среднедевонских вулканических ассоциаций: 3 — липарит-дацит-андезитовой, 4 — трахит-андезитобазальтовой, 5 — трахибазальт-андезитовой, 6 — трахибазальт-базальтовой, 7 — трахибазальт-трахиандезитовой, 8 — трахилипарит-андезитовой; 9 — массивы девонских гранитов кыстальского комплекса; 10 — массивы гранит-сиенитового комплекса девона северо-восточного обрамления Кузнецкого прогиба; 11 — массивы девонских гранитов чебулинского комплекса; 12 — местоположение массивов кля-шальтырского щелочного сиенит-габбрового комплекса девона; 13 — массивы гранит-сиенит-граносиенитового комплекса девона Батеневской зоны; 14 — массивы карагагского комплекса девона; 15—17 — массивы раннепалеозойской формации гранитоидных батолитов: 15 — диорит-гранодиоритового типа (тельбесский и другие комплексы (O—S), 16 — гранит-граносиенит-сиенитдиоритового типа (уленьтуимский комплекс (C₃—O), 17 — промежуточного, между гранитоидами двух предыдущих типов, состава (мартайгинский комплекс); 18—21 — массивы раннепалеозойских габбровых ассоциаций: 18 — сиенит-габбровой (патынский и раннепалеозойский сиенит-габбровый комплекс Мартайги), 19 — габбро-диоритомонцитовой (котгахский комплекс), 20 — дунит-пироксенит-габбровой (усинский комплекс), 21 — неясной формационной принадлежности; 22 — массивы шальмского сиенитового комплекса (С); 23—25 — площади распространения пород вулканических ассоциаций: 23 — ордовика, 24 — раннего — среднего кембрия, 25 — рифея; 26 — структурно-формационные зоны рифея — раннего палеозоя: слева — интрагеосинклинальные, справа — интрагеоантиклинальные; 27 — выступы пород «метаморфической серии» протерозоя — позднего архея (?); 28 — дизъюнктивные нарушения; 29 —

и зону каледонской (собственно каледонской) складчатости. Первая из них занимает всю восточную часть Кузнецкого Алатау, вторая протягивается вдоль его западного склона. Граница между зонами проходит по Кузнецко-Алатаускому разлому. На территории салаирид завершение геосинклинального режима имело место в конце среднего кембрия, на территории каледонид — в ордовике, местами, возможно, в раннем силуре.

Салаирская геосинклиналь Кузнецкого Алатау представляла собой часть обширного геосинклинального бассейна, охватывавшего почти всю территорию теперешней Алтае-Саянской области. Ложем этого геосинклинального бассейна в восточной части области, в том числе и в Кузнецком Алатау, служили, как это считает большинство исследователей, складчатые сооружения докембрийского возраста, в частности байкалиды [Кузнецов Ю. А., 1960; Кузнецов В. А., 1967; Моссаковский А. А., 1963; Скобелев Ю. Д., 1963а; Белоусов А. Ф. и др., 1969, 1974; и др.]. Заложение салаирской геосинклинали Кузнецкого Алатау имело место в позднем протерозое — раннем рифее.

Наиболее древними геологическими образованиями Кузнецкого Алатау принято считать относимые к протерозою, частично к верхнему архею породы «метаморфической серии» (кристаллические сланцы, кварциты, мрамора, гнейсы, мигматиты с сопутствующими им линейными телами гранито-гнейсов и гранитов томского комплекса), слагающие Томский, Терсинский и другие более мелкие выступы в западной части области. Эти выступы часто рассматриваются в качестве блоков того самого докембрийского фундамента, дробление которого привело к формированию салаирского геосинклинального прогиба Кузнецкого Алатау. Правда, с подобной интерпретацией геологического положения пород «метаморфической серии» соглашаются не все исследователи. В. В. Хоментовский [1963], С. С. Долгушин [1969] и некоторые другие относят эти породы к рифею и раннему палеозою, а их своеобразный облик объясняют специфическими условиями формирования в зоне глубинного разлома (Кузнецко-Алатауского).

Выше пород «метаморфической серии» залегают эффузивно-осадочные образования, выполняющие салаирский геосинклинальный прогиб. Имеются различные варианты стратиграфического расчленения этих образований. Мы в дальнейшем будем пользоваться стратиграфической схемой, изложенной в книге А. Ф. Белоусова и др. [1974].

Начинается разрез отложений салаирской геосинклинали с пород енисейской серии. Эта серия в нижней части сложена морскими кремнисто-глинисто-известняковыми накоплениями, к которым в том или ином количестве присоединяются вулканы основного, среднего и кислого (альбитофиры) состава, особенно многочисленные в центральной части области. Возраст нижней части енисейской серии определяется как ранний — средний(?) рифей.

направление

структурно-формационных зон (То — Томский, Тр — Терсинский выступы; К — Кийская, Б — Батеневская, М — Мрасская, Би — Бийская, Ко — Кондомская, Те — Тельбесская, Пз — Пезасская, Зо — Золотокитатская зоны рифея — раннего палеозоя; Ты — Тыштымский прогиб, Па — Палатинский, Та — Талановский, Бл — Балыкский, Са — Саралинский грабни, Кп — Копьевский купол девона).

Некоторые интрузивные массивы, описываемые и упоминаемые в работе: 1 — Когтахский, 2 — Балахчинский, 3 — Саргытский, 4 — Частайгинский, 5 — окрестностей оз. Булан-Куль, 6 — Новоберкульский, 7 — Ударинский, 8 — Большетаскыльский, 9 — массивы, описанные А. Д. Мининим, 10 — Патынский, 11 — горы Купчи, 12 — Мал. Куль-Тайги, 13 — Бол. Куль-Тайги, 14 — Узасский, 15 — Тронтагский, 16 — Сырский, 17 — Уйбатский, 18 — Белоюзско-Туинский, 19 — Тигертышский, 20 — Саралинский, 21 — Салангинский, 22 — Дудетский, 23 — Николкинский, 24 — Кожуховский, 25 — Центральнинский, 26 — Ольгинско-Ампалькский, 27 — Тельбесский, 28 — Ортонский, 29 — Верхнекондомский, 30 — Кистальский, 31 — Тамбовский, 32 — Мезинский, 33 — Северный, Сосновый, Барбаган, Каменный, 34 — Тыштымский, 35 — Чебулинский, 36 — Туимо-Карышские, 37 — Красногорский, 38 — Улугзасский, 39 — района Тэи, 40 — Каратагские.

Разрезы через девонские вулканические толщи: 41 — вдоль р. Томь, 42 — северо-восточнее д. Сон, 43 — вдоль долины р. Ерба, 44 — на левобережье р. Ужунжул, 45 — на левобережье р. Мал. Сыр, 46 — на левобережье р. База.

В верхах енисейской серии (средний (?) рифей — венд) состав продуктов осадконакопления становится иным. В это время в Кузнецком Алатау обособляются две основные структурно-формационные зоны, которые, несколько меняя свою конфигурацию, прослеживаются до полного завершения в области геосинклинального режима (рис. 3). Одна из таких зон охватывает восточную часть Кузнецкого Алатау. Здесь устанавливается интрагеоантиклинальный режим с лагунно-морским существенно доломитовым профилем осадконакопления и местами с интенсивной вулканической деятельностью, протекавшей кое-где, видимо, в надводных условиях. Продуктами этой вулканической деятельности являются лава и туфы основного и среднего, а в верхах разреза также кислого состава. Кислые вулканиды соответствуют трахилипаритам и трахидацитам.

Вторая структурно-формационная зона располагается вдоль западного склона Кузнецкого Алатау. Она представляет собой интрагеосинклинальный прогиб, в пределах которого накапливались базальтовые и андезитовые вулканиды, граувакки, кремнисто-глинистые сланцы, известняки, кварциты, ограниченно доломиты. Эту зону обычно относят к разряду «геосинклинальных трогов (борозд)», «линейных вулканических зон» или «приразломных прогибов [Хоментовский В. В., 1963; Моссаковский А. А., 1963; Скобелев Ю. Д., 1963а; и др.]. Юго- и северо-западнее ее вновь обнаруживаются фрагменты интрагеосинклинальных поднятий (Бийский выступ, Пезасский горст).

По мнению части исследователей, интрагеосинклинальный режим в конце докембрия существовал не только на территории западного склона Кузнецкого Алатау. Зоны со сходным режимом вулканизма и осадконакопления выделяют и в восточной части области, разделяя ими Восточно-Кузнецкую интрагеоантиклиналь на ряд изолированных массивов [Ярошевич В. М., 1962; Моссаковский А. А., 1963]. Однако против такого выделения возражает, например, В. В. Хоментовский [1963]. Он рассматривает эту интрагеоантиклиналь как единую структуру, являющуюся частью обширного «Енисейского геоантиклинального поднятия». Сходным образом рассуждает А. Ф. Белоусов [Белоусов А. Ф. и др., 1974]. По его мнению, начиная с позднего докембрия (со времени формирования пород верхней части енисейской серии) и до замыкания салаирской геосинклинали вся восточная часть Кузнецкого Алатау, исключая крайний юго-восток, представляла собой единое внутригеосинклинальное поднятие.

В раннем — среднем кембрии происходит усложнение тектоно-формационной картины Кузнецкого Алатау, но генеральный план его подразделения на две упомянутые выше структурно-формационные зоны остается прежним. В это время на востоке области в морских и кое-где в лагунно-островных условиях накапливаются известняки, обломочные породы и вулканиды. Вулканиды представлены основными и средними разностями, которым сопутствуют лавы и туфы ортофирирового или альбитофирирового состава. Появление вулканических пород приурочено главным образом к концу раннего — началу среднего кембрия [Белоусов А. Ф., и др., 1974].

В раннем кембрии или, возможно, несколько раньше на крайнем юго-востоке Кузнецкого Алатау обособляется интрагеосинклинальный прогиб, выделяемый А. Ф. Белоусовым в 1974 г. в качестве «Шорско-Азыртальской зоны». Этот прогиб выполнен многокилометровой толщей осадочных и вулканогенных пород кембрия (в низах разреза, быть может, рифея). Он представляет собой часть более крупного геосинклинального прогиба (Шорско-Тубинского, по Д. И. Мусатову и А. П. Таркову [1961]), который протягивается под отложениями Минусинской впадины от юго-восточных отрогов Кузнецкого Алатау по направлению к Восточному Саяну.

Во второй половине среднего кембрия морское осадконакопление в восточной части Кузнецкого Алатау полностью прекратилось.

На западном склоне Кузнецкого Алатау в кембрии продолжается дальнейшее развитие и усложнение интрагеосинклинального прогиба. В пределах его обособляется ряд вулканических зон, для каждой из которых характерны свои особенности развития эффузивного магматизма (Золотокитатская, Кожуховская, Кондомская, Тельбесская и другие зоны) [Белоусов А. Ф. и др., 1969, 1974]. К концу кембрия начинается инверсия прогиба. Завершилась она в ордовике, а местами, возможно, в раннем силуре. Ордовикские отложения известны на северо-западе Кузнецкого Алатау (вулканические и осадочные породы) и в Горной Шории (алевролиты, песчаники, известняки). Проблематично силурийские отложения отмечаются на западе Горной Шории.

По завершении геосинклинального режима в западной части области Кузнецкий Алатау был целиком выведен из-под уровня моря и превращен в геантиклинальное поднятие. В первоначальном виде это поднятие существовало до девона. В начале девона в связи с процессами среднепалеозойской активизации оно подверглось частичному дроблению и погружению с образованием девонских прогибов.

В настоящее время девонские отложения развиты главным образом вдоль восточного и западного склонов Кузнецкого Алатау. В небольшом количестве они известны и в его внутренних частях. Там они выполняют небольшие мульды и грабены. По мысли некоторых исследователей [Краснов В. И., 1971; Кноблок С. В., Заузолков В. Ф., 1973; и др.], современные участки распространения девонских пород являются обрывками обширных полей девонских отложений, которые в свое время покрывали большую часть Кузнецкого Алатау и были в значительной степени денудированы в последующие периоды его геологической истории.

На восточном склоне Кузнецкого Алатау девонские отложения выполняют периферию Минусинского, а на западном склоне — Кузнецкого прогибов. Минусинский прогиб представляет собой типично наложенную структуру. Его западная граница сечет структуры Кузнецкого Алатау временами почти под прямым углом. Исключением является лишь юго-западный угол прогиба, именуемый Таштыпским (Абаканским) прогибом. По своему простиранию он совпадает с простиранием структур Шорско-Азыртальской зоны и относится к категории внешних геосинклинальных прогибов, развивающихся на салаирском складчатом основании под влиянием Ануйско-Чуйской геосинклинали Северо-Восточного Алтая, с которой Таштыпский прогиб сообщается через Уймено-Лебедскую депрессию [Белостоцкий И. И. и др., 1959; Моссаковский А. А., 1963].

Кузнецкий прогиб по своему типу ближе стоит к прогибам унаследованным. Он сформировался в среднем палеозое вследствие прогрессирующего погружения и расширения раннепалеозойского геосинклинального прогиба, существовавшего на месте восточной части Салаирского крыжа [Унксов В. А., 1960; Зайцев Н. С., 1964].

Образование девонских прогибов сопровождалось интенсивной вулканической деятельностью. Вулканические породы широко развиты по периферии Минусинского и Кузнецкого прогибов. Ими в значительной части сложены некоторые поля девона и во внутренней части Кузнецкого Алатау.

В последевонское время Кузнецкий Алатау представлял собой область сноса.

МАГМАТИЗМ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ

Изучением магматизма Кузнецкого Алатау занимались очень много исследователей. Рассмотрению различных аспектов магматической деятельности этой части Алтае-Саянской области посвящены сотни печатных и рукописных работ, в том числе целый ряд публикаций сводного характера [Булытников А. Я., 1948; Додин А. Л., 1948; Пинус Г. В.,

1958; Кузнецов Ю. А., 1960; Мусатов Д. И., 1961; Иванова Т. М., 1963; Скобелев Ю. Д., 1963а, 1967; Кортусов М. П., 1967а; Хомичёв В. Л., 1971; Довгаль В. Н., Алабин Л. В. и др., 1978; и т. д.]. Изучение магматизма ведется на формационной основе. Существует немало вариантов формационного расчленения магматических образований области, причем эти варианты порою существенно отличаются друг от друга. Подобные отличия связаны, с одной стороны, с неодинаковым истолкованием некоторых геологических данных (например, возраста породных сообществ или их отдельных частей), с другой же стороны, они проистекают из сущности самого формационного метода. На этой, последней, стороне дела необходимо остановиться несколько подробнее.

Под «магматическим комплексом (формацией)» обычно понимают парагенез магматических и сопутствующих им метаморфических пород, связанных общностью происхождения в пространстве и времени. Некоторые геологи добавляют к этому еще и «общность происхождения из единого магматического очага». Комплексы подразделяют на эффузивные, интрузивные и иногда эффузивно-интрузивные (вулcano-плутонические). Большой опыт, накопленный к настоящему времени по изучению магматических комплексов и формаций, показал, что в качестве таковых выступают любые (обычно более крупные, чем массив) породные сообщества, которые по набору определенных признаков (состав, строение, возраст и т. д.) могут быть обособлены от других породных сообществ такого же ранга. Таким образом, это, по существу, вещественно-морфологическое понятие, используемое геологами для расчленения магматических образований какого-либо района на более дробные единицы с целью удобства анализа магматизма. По своей сути подразделение на комплексы и формации аналогично постоянно применяемому в человеческой практике расчленению сложных, не поддающихся изучению в их обобщенном виде, физических, химических и других явлений на более дробные, порою условно ограниченные элементарные процессы, оперирование которыми позволяет понять и описать существо явлений.

Как показывает опыт, выделяемые при геологическом картировании и региональных исследованиях магматические комплексы и формации лишены четких границ. Особенно это касается границ по латерали, которые порою чисто условны, могут передвигаться в ту или другую сторону и вообще вводиться или ликвидироваться в зависимости от степени детальности расчленения магматических образований, набора признаков, по которым производится такое расчленение и т. д. Отсутствие четких границ между смежными магматическими комплексами имеет место и по вертикали. Правда, выражено оно в целом не столь рельефно, как при взаимоотношениях по латерали, и не всегда, но при детальных исследованиях обнаруживается часто.

Неопределенность границ породных сообществ приводит к тому, что добиться единообразия между различными исследователями при расчленении магматических образований какого-либо региона на комплексы и формации трудно. Но видеть в этом криминал не следует. Любой подход целям формационного анализа не противоречит, а выбор единиц подразделения, т. е. объема используемых комплексов и формаций, зависит от целей, задач и детальности исследований, традиций той школы, к которой принадлежит исследователь, и других причин. В поддержку такого подхода к выделению формаций выступают Ю. А. Воронин и Э. А. Еганов [1968], А. Ф. Белоусов [1976] и др. Конечно, разработка единого, например для целей геологического картирования, способа выделения формаций и выработка их единой номенклатуры, которые бы устраивали всех заинтересованных исследователей, весьма желательны. Но в ближайшее время это мероприятие, к сожалению, неосуществимо. Поэтому необходимо учитывать реальное состояние дел и считать, что существующие разночтения при расчленении магматических образований какого-либо района на комп-

лексы и фации неизбежны и для данного, по существу начального, этапа развития фационного метода нормальны. Конечно, это относится лишь к способу комбинации магматических пород в комплексы при одинаковом толковании их возраста, последовательности внедрения, отношения к другим магматическим образованиям и т. д. Если же разногласия касаются именно этих нерешенных геологических вопросов, то они требуют неперменного выяснения.

В дальнейшем при описании магматических комплексов Кузнецкого Алатау мы будем придерживаться в качестве основы схемы магматизма, выработанной с годами для этого региона в лаборатории магматических фаций ИГиГ СО АН СССР под руководством Ю. А. Кузнецова и при активном участии А. Ф. Белоусова, В. И. Богнибова, И. М. Волохова, А. Н. Дистановой, В. М. Иванова, А. П. Кривенко, Г. В. Полякова, А. Е. Телешева и авторов настоящей работы. Разумеется, схема эта родилась не на голом месте. Она синтезировала в себе результаты исследований очень многих геологов, перечислить фамилии которых здесь просто невозможно. Необходимые ссылки на этих геологов будут нами сделаны по ходу изложения.

В части, касающейся обоснования возраста магматических комплексов, предлагаемая схема основана на традиционных геологических данных. В ней учтены также и (весьма многочисленные для Кузнецкого Алатау) цифры абсолютной геохронологии, однако самостоятельного значения этим цифрам в силу хорошо известных сложностей их использования при определении возраста комплексов не придается.

В настоящее время магматические образования Кузнецкого Алатау подразделяются на несколько десятков эффузивных и интрузивных комплексов, которые могут быть объединены в следующие латеральные ряды комплексов (ассоциаций):

1) ряд протерозойских ассоциаций диорито-гнейсового и гранито-гнейсового состава докембрийского фундамента салаирской геосинклинали Кузнецкого Алатау (некоторые исследователи считают эти ассоциации раннепалеозойскими);

2) ряд собственно геосинклинальных — раннеорогенных эффузивных и сопутствующих им субвулканических интрузивных ассоциаций рифея — среднего кембрия (для зоны салаирид) и рифея — ордовика (для зоны каледонид);

3) ряд раннепалеозойских габбровых ассоциаций. Гипербазитовая фация;

4) раннепалеозойская фация гранитоидных батолитов;

5) ряд эффузивных и интрузивных ассоциаций периода среднепалеозойской (девонской) активизации;

6) ряд позднепалеозойских — раннемезозойских ассоциаций.

Первый из этих рядов, по данным сотрудников ЗСГУ, включает в себя тебинский комплекс диорито-гнейсов и более поздний томский комплекс гранито-гнейсов, расположенные в осевой части Кузнецкого Алатау. В тебинский комплекс входят линейные тела регионально огнейсованных и метаморфизованных габбро, габбродиоритов и диоритов, превращенных в диорито-гнейсы, амфиболиты и другие породы [Ивонин И. П., 1971]. В томский комплекс объединяются массивы автохтонных гранитоидов (Томский, Порожинский и др.) с сопутствующими им полями плагиогнейсов, гранито-гнейсов и мигматитов [Долгушин С. С., 1969; Ивонин И. П., 1971]. Массивы томского комплекса сложены биотитовыми и роговообманковыми гранитами, гранито-гнейсами, порфиroidными гранитами, плагиогранитами. Вблизи Порожинского массива, среди гранитизированных вмещающих амфиболитов, недавно обнаружены уртиты [Казимиров И. П. и др., 1975].

С. С. Долгушин [1969] и некоторые другие исследователи рассматривают томский и тебинский комплексы как фациальную разновидность

раннепалеозойской формации гранитоидных батолитов, относя их к «формации гнейсо-гранитов зон смятия».

Ряд собственно геосинклинальных — раннеорогенных эффузивных и субвулканических ассоциаций. Такие ассоциации выделяются отдельно для восточной (салаирской) и западной (каледонской) частей Кузнецкого Алатау. Характеристика эффузивных ассоциаций здесь и в дальнейшем дается по А. Ф. Белоусову и др. [1969, 1974].

Наиболее древней вулканической ассоциацией в восточной части Кузнецкого Алатау является риодацит-металейкобазальтоидная ассоциация. Она объединяет в себе вулканы низов енисейской серии. В состав ее входят лавы и туфы основного и среднего состава, к которым в верхней части разреза присоединяются кварцевые, кварц-плагиоклазовые, плагиоклазовые и другие порфиры. Породы характеризуются щелочноземельным химизмом и повсеместным зеленокаменным изменением.

Следующая по возрасту ассоциация — трахилипаритдацит-металейкобазальтоидная (верхи енисейской серии). Эта ассоциация в основном сложена метабазальтовыми вулканидами иногда с повышенной щелочностью. Ограниченно распространены в ней липариты, трахилипариты, трахидациты, кварцевые и бескварцевые ортофиры.

Для кембрийского (ранне-среднекембрийского) уровня в восточной части Кузнецкого Алатау А. Ф. Белоусов выделяет три ассоциации: трахилатито-металейкобазальтоидную, риодацит-металейкобазальтоидную и диабаз-альбитофировую. Первая свойственна кийской и батеневской частям восточнокузнецко-алатауского интрагеоантиклинального поднятия (Кийской и Батенёвской зонам). В Кийской зоне она сложена главным образом породами базальтового состава. Остальное составляют метаандезитобазальтовые и метаандезитовые вулканиды. В переотложенном состоянии известны альбитизированные ортофир-латиты.

В Батенёвской зоне (на Батенёвском поднятии) трахилатит-металейкобазальтоидная ассоциация имеет менее основной состав. Породы базальтового состава не образуют в ней значимого большинства. В составе ассоциации предполагается существование первично-щелочных трахиандезитов и трахибазальтов. Довольно часто, однако, в количествах, резко уступающих по объему основным и средним породам, встречаются ортофиры и их туфы.

Вторая из ранне-среднекембрийских вулканических ассоциаций — риодацит-металейкобазальтоидная — свойственна Шорско-Азыртальской интрагеосинклинальной зоне. Она сложена в основном породами андезитового, реже базальтового состава. Совсем редко встречаются кислые вулканиды, близкие к дацитам. Породы ассоциации характеризуются щелочноземельным химизмом, однако среди них иногда обнаруживаются и слабощелочные разности, приближающиеся к трахиандезитам, трахиандезитобазальтам и трахидацитам. Большая часть вулканидов претерпела зеленокаменное изменение.

Наконец, третья ранне-среднекембрийская вулканическая ассоциация — диабаз-альбитофировая. Она развита в мрасской части восточнокузнецко-алатауского интрагеоантиклинального поднятия (на Мрасском поднятии). Включает в себя в основном зеленокаменно измененные нормальнощелочные лавы и туфы андезитового, андезито-базальтового, базальтового и риолитового состава. Преобладают андезитовые вулканиды. Кислые породы распространены слабо.

Излившиеся породы перечисленных выше вулканических ассоциаций сопровождаются дайками, силлами и мелкими штоками сходных по составу субвулканических образований. Эти образования представлены диабазами, габбро-диабазами, габбродиоритами, диоритами, диоритовыми порфиритами и т. д. Менее часто встречаются ортофиры, кварцевые и бескварцевые кератофиры, сиенит-порфиры, кварцевые сиениты и др. Эти породы принято делить на ряд комплексов: тюримский габбро-диорит-

диабазовый (поздний рифей), буйский габбро-диорит-диабазовый (средний рифей или кембрий), туимский кварц-кератофировый (ранний кембрий) и др. [Мусатов Д. И., 1961; Иванкин Г. А., Кузнецов Ю. А., 1961; Скобелев Ю. Д., 1963; Ильенок С. С., 1965; Хомичев В. Л., 1975; Довгаль В. Н., Алабин Л. В. и др., 1978]. Вообще же субвулканические ассоциации рифея — кембрия появляются, причем, по-видимому, в сходном выражении, на нескольких стратиграфических уровнях сообразно с числом разновозрастных вулканических ассоциаций. По А. Ф. Белоусову и др. [1974], например, существуют три возрастные группы близповерхностных интрузивных пород основного и среднего состава. Дважды фиксирует этот автор и появление субвулканических ортофиринов и сиенитов: один раз в среднем (?) рифее — венде, второй раз — в раннем — среднем кембрии.

На западном склоне Кузнецкого Алатау — в зоне каледонид — выделяются семь типов додевонских вулканических ассоциаций [Белоусов А. Ф. и др., 1969, 1974]. Наиболее древняя из них имеет возраст рифей — венд. Она сложена вулканитами среднего и основного состава и квалифицируется как металеикобазальтоидная. Для этой ассоциации в целом характерны повышенная основность, титанистость, сильное зеленокаменное изменение. Далее следуют ассоциации раннего — среднего кембрия. Их насчитывается пять: ортофир-диабазовые ассоциации Кондомской и Тельбесской зон, диабаз-альбитофировая ассоциация Амзасской зоны, раннекембрийская риодацит-металеикобазальтоидная ассоциация Кожуховской зоны и раннекембрийская трахит-метабазальтовая ассоциация Золотокитатской зоны.

Ортофир-диабазовая ассоциация Кондомской зоны сложена преимущественно породами базальтового и андезитового состава и, в меньшей мере, эффузивами и туфами щелочнориолит-трахитовой группы. Аналогичная по типу ассоциация в Тельбесской зоне характеризуется менее широким, чем в Кондомской зоне, развитием базальтоидов и незначительным распространением ортофиринов, которые встречаются главным образом в переротложенном состоянии.

В состав диабаз-альбитофировой ассоциации Амзасской зоны входит резко контрастная группа пород: с одной стороны — метабазальтовые вулканиты, с другой — метариолиты. Кислые породы распространены не широко и встречаются преимущественно в виде обломочного материала в осадочных породах. Общая щелочность их несколько повышена по сравнению со средним составом риолитов.

Раннекембрийская риодацит-металеикобазальтоидная ассоциация Кожуховской зоны включает в себя основные, средние и кислые (альбитофиры) вулканиты, разбитые в северо-восточном борту геосинклинального трога западной части Кузнецкого Алатау. Ассоциация характеризуется щелочноземельным химизмом. Преобладают в ее составе альбитофиры.

При движении в западном направлении риодацит-металеикобазальтоидная ассоциация Кожуховской зоны сменяется в центральной части геосинклинального трога раннекембрийской ортофир-лейкобазальтоидной ассоциацией Золотокитатской зоны. Эта ассоциация почти целиком сложена лавами и туфами базальтового и андезитового состава при преобладании первых из них. В верхней части разреза в переротложенном и частично, видимо, в первоначальном залегании встречаются альбитизированные ортофиры. Излившиеся породы ассоциации участками красноцветны.

В начале среднего кембрия в Золотокитатской зоне наблюдается некоторое затихье вулканической деятельности. Затем она ненадолго возобновляется в конце среднего кембрия, приводя к появлению вулканитов базальтового и андезитового состава. В ассоциации с ними в небольшом количестве отмечаются альбитизированные ортофиры с несколько повышенным содержанием кремнезема. В позднем кембрии происходит повтор-

ный спад вулканической деятельности, а в раннем ордовике — ее новая интенсивная вспышка.

Согласно Б. Ф. Налетову [Налетов Б. Ф., Сидоренко Т. Ф., 1969; Белоусов А. Ф. и др., 1974], мощность вулканических накоплений раннего ордовика в Золотокидатской зоне достигает 1—4,6 км. Это главным образом метабазальтовые и метаандезитовые вулканиды. Заметно, но не повсеместно, развиты кислые эффузивы и туфы (риолиты, риолитотрахиты, трахиты, дациты), количество которых в отдельных разрезах составляет 40—45% мощности. Вулканические породы частично красноцветны и, по-видимому, формировались в надводных условиях. В целом вулканическая ассоциация раннего ордовика Золотокидатской зоны определяется как трахилипаритдацит-металейкобазальтоидная.

Помимо семи перечисленных вулканических ассоциаций в рифее — ордовике западного склона Кузнецкого Алатау иногда выделяются и некоторые другие вулканические комплексы. Так, О. И. Никоновым в пределах Бийского и Пезасского интрагеосинклинальных поднятий описываются трахибазальтовые комплексы рифея — венда, на Пезасском поднятии — трахит-трахибазальтовый комплекс раннего кембрия и т. д.

С излившимися породами рифея — ордовика западной части Кузнецкого Алатау тесно связаны разнообразные субвулканические образования. К числу таких образований относятся, прежде всего, ассоциации габбро-диорит-диабазового формационного типа, включающие в себя силлы, дайки и штоки диабазов, габбро, габбродиабазов, габбродиоритов, диоритов, габбропироксенитов и некоторых других пород. Эти ассоциации описаны А. Ф. Белоусовым и др. [1969, 1974], О. И. Никоновым [1970, 1972], А. М. Дымкиным и В. С. Чувакиным [1972], И. П. Ивоным, Г. Ф. Гореловым и др. Они появляются в значительном диапазоне времени и подразделяются на ряд комплексов, которые иногда имеют собственные наименования (например, базасский комплекс венда — раннего кембрия), иногда же лишены их. Геологи ЗСГУ в некоторых структурно-формационных зонах выделяют до трех разновозрастных ассоциаций габбро-диорит-диабазового типа.

Следующим типом субвулканических ассоциаций, которые обычно рассматривают в качестве комагматов эффузивов рифея — раннего кембрия западной части Кузнецкого Алатау, являются плагиогранит-габбровые и, возможно, плагиогранитные ассоциации. Они встречаются в пределах Западнокузнецко-Алатауского интрагеосинклинального прогиба и в зоне его сочленения с восточным интрагеоантиклинальным поднятием. Из ассоциаций этого типа в настоящее время лучше всего изучен и описан кундустуюльский комплекс на севере Кузнецкого Алатау.

Кундустуюльский комплекс в своем петротипе сложен диоритами, габбродиоритами, микрогаббро, габбро и плагиогранитами [Алабин Л. В., 1966; Кортусов М. П., 1967а]. Эти породы образуют крупный акмолит и ряд сопутствующих ему мелких линейных тел и штоков, залегающих среди осадочных и вулканогенных пород раннего кембрия. Формирование комплекса осуществлялось в две фазы. Первая фаза представлена средними и основными породами, вторая — плагиогранитами. На долю плагиогранитов приходится около 15% площади пород комплекса.

Диориты и габбро кундустуюльского комплекса впервые были описаны Е. А. Горевановым [1934] под названием «интрузии авгитовых диоритов» с возрастом венд или ранний кембрий. Эту интрузию и он, и более поздние исследователи сопоставляли с субвулканическими эквивалентами раннегеосинклинальных базитовых вулканидов других районов Кузнецкого Алатау [Пинус Г. В., 1958; Кузнецов Ю. А., 1964; и др.]. Таким образом, она явилась одним из прототипов рифейско-раннепалеозойской габбро-диорит-диабазовой формации региона.

В 1966 г. Л. В. Алабин причленил к «интрузии авгитовых диоритов» развитые на этой же территории плагиограниты и отнес всю ассоциацию

к разряду плагиогранит-габбровых. Год спустя таким же образом поступил М. П. Кортусов [1967а], но он сильно увеличил объем комплекса, не ограничившись территорией развития его петротипа, и несколько оторвал комплекс от вмещающих вулканитов раннего кембрия, отнеся его к до-среднекембрийским послеглипербазитовым образованиям.

В других районах западной части Кузнецкого Алатау плагиогранит-габбровые ассоциации изучены слабо.

На западном склоне Кузнецкого Алатау выделяют также чисто плагиогранитные ассоциации. Одна из таких ассоциаций под названием тылинского комплекса описывается О. И. Никоновым на северо-западе области в районе пос. Чумай. В нее О. И. Никонов включает тела тоналитов, плагиогранитов и плагиогранит-порфиров, развитые среди кислых вулканитов чумайской свиты венда — раннего кембрия. Галька этих тоналитов и плагиогранитов обнаруживается в конгломератах раннего кембрия [Никонов О. И. и др., 1972].

В качестве плагиогранитной ассоциации, правда, по-видимому, не обнаруживающей связи с вулканитами, геологи ЗСГУ выделяют садринский комплекс на юге Горной Шории, относя его к среднему кембрию. На юге Горной Шории имеются также признаки проявления плагиогранитного магматизма и на более низком стратиграфическом уровне — в конце рифея — начале раннего кембрия. Свидетельством тому является присутствие гальки плагиогранитов в конгломератах атлинской свиты второй половины раннего кембрия [Гинцингер А. Б., Винкман М. К., 1972].

Третьим типом субвулканических ассоциаций, которые сопутствуют раннегеосинклинальным вулканитам западной части Кузнецкого Алатау, является сиенитовая ассоциация Кондомского района Горной Шории (шалымский сиенитовый комплекс). Она включает в себя несколько мелких массивов кварцевых и бескварцевых сиенитов, с которыми связаны железорудные месторождения Кондомской группы. Массивы залегают главным образом среди салических вулканитов верхней (среднекембрийской) части ранне-среднекембрийской ортофир-диабазовой ассоциации Кондомской зоны. Возраст их не выходит за пределы кембрия, поскольку галька сиенитов обнаруживается в базальном конгломерате фаунистически охарактеризованного раннего ордовика [Орлов В. П., 1974]. С вмещающими ортофирами сиениты обнаруживают много общего в своем составе. В краевых частях мелких тел они постепенно переходят в ортофиры и, по мнению большинства исследователей, являются комагматами этих пород [Кузнецов Ю. А., 1955; Пинус Г. В., 1958; Каминская В. И., 1961; и др.].

Помимо сиенитов среднекембрийские ортофиры и трахилипариты рвутся мелкими штоками, дайками и sillами пироксеновых и пироксенороговообманковых габбро, габбро-порфиров и диоритовых порфиров. По времени эти породы предшествуют сиенитам, будучи частью совмещены с ними в пространстве, частью разорваны. Количество их невелико. В районе Шерегеша, например, по данным В. П. Орлова [1974], они составляют всего 5—10% объема развитых там сиенитов.

Габбро и диоритовые порфириты некоторые геологи объединяют с сиенитами в единый габбро-сиенитовый комплекс [Каминская В. И., 1961; Ильенко С. С., 1970; Орлов В. П., 1974; и др.]. Однако такая интерпретация принимается не всеми исследователями. Габбро и диоритовые порфириты слагают самостоятельные тела. Никакой специфической пространственной и структурной связью с сиенитами, как это имеет место в типичных габбро-сиенитовых комплексах того же Кузнецкого Алатау, они не обладают и по сумме характерных для них признаков более сопоставляются с субвулканическими интрузиями габбро-диорит-диабазового формационного типа. В качестве таковых они и рассматриваются Ю. Г. Щербаковым [1961], Л. В. Алабиным [1977], частью геологов ЗСГУ, нами и некоторыми другими исследователями.

В юго-западной части Кондомской зоны в вулканических накоплениях кембрия появляются эпилейцитовые порфиры, которым сопутствуют псевдолейцитовые и нефелиновые сиениты массива горы Сокол [Заболотникова И. И., Хватов В. В., 1963; Ильенок С. С., 1964; Курепин В. А., 1965]. Этот массив представляет собой сильнощелочной вариант сиенитовых интрузий Кондомской зоны.

На западе Кузнецкого Алатау известны и другие случаи появления сиенитов в связи с раннегеосинклинальным магматизмом рифея — раннего палеозоя. И. П. Ивонин [1968], например, описывает мелкие тела кварцевых сиенитов в троговой части Кузнецкого Алатау в междуречье Нижняя Терсь — Баянзас, которые залегают среди вулканитов, в том числе ортофиоров, протерозоя (по другим данным — венда — раннего кембрия) и рассматриваются в качестве их комагматов. У О. И. Никонова имеются указания на присутствие в пределах Пезасского горста гальки сиенитов в конгломератах второй половины среднего кембрия. Этот же автор упоминает о существовании в Бийском выступе мелких тел доленских сиенитов, галька которых обнаруживается в конгломератах верхов раннего кембрия. Наконец, в связи с раннегеосинклинальным вулканизмом некоторые геологи рассматривают сиениты Леспромхозного интрузива Тельбесской зоны Горной Шории [Дербинов И. В., 1964; и др.].

Наконец, на западном склоне Кузнецкого Алатау имеется еще четвертый тип субвулканических ассоциаций рассматриваемого ряда — это интрузивные образования, сопровождающие вулканические породы ордовика Золотокитатской зоны. Они имеют довольно разнообразный состав и представлены мелкими телами диабазов, андезитовых и диоритовых порфиритов, гранитами, граносиенитами, гранит-, граносиенит- и сиенит-порфирами. Кислые породы слагают силлы, дайки, некки и штоки, площадь которых на современном эрозионном срезе обычно не превосходит 5 кв. км, но изредка может достигать 35—40 кв. км. В своем распространении кислые интрузивные породы отчетливо тяготеют к полям развития салических вулканитов [Алабин Л. В., 1968а; Налетов Б. Ф., Сидоренко Т. Ф., 1969; Белоусов А. Ф. и др., 1974].

Ряд раннепалеозойских габбровых ассоциаций. Гипербазитовая формация. На существование в Кузнецком Алатау раннепалеозойских предгранитных (предбатолитовых) габбровых интрузивов геологи обратили внимание сразу же после начала систематического изучения этой части Алтае-Саянской складчатой области. Однако на первых порах такие габбровые интрузивы в качестве самостоятельных комплексов не выделялись, а рассматривались как представители ранних фаз сложных раннепалеозойских существенно гранитоидных ассоциаций [Монич В. К., 1938; Усов М. А., 1936; Кузнецов В. А., 1940; Никитин Д. В., 1940; и др.]. В 50-е годы положение дел несколько изменилось. В Горной Шории из состава габброидных ассоциаций, которые в настоящей работе будут рассматриваться как раннепалеозойские, был выделен патынский комплекс [Додин А. Л., 1956], отнесенный впоследствии к девону. Аналогичный по составу сиенит-габбровый комплекс, с возрастом тоже девон, был описан на севере Кузнецкого Алатау (в Мартайге) А. Я. Булытниковым. Остальные же раннепалеозойские габбровые массивы, которые явно предшествовали батолитовым гранитоидам, по-прежнему включались, и до сих пор включаются некоторыми исследователями, в состав гранитоидных ассоциаций [Додин А. Л., 1956; Кортусов М. П., 1967а; Хомичев В. Л., 1971, 1975].

Специальным изучением этих массивов геологи вплотную занялись в конце 50-х — начале 60-х годов. При этом выяснилось, что такие массивы часто обладают вполне индивидуальными особенностями состава, внешнего и внутреннего строения, нередко расслоены, дифференцированы, разнообразны по своим породным наборам, характеризуются своей металлогенией и т. д. Одним словом, обнаружилось, что они образуют своеобраз-

разную группу интрузивных проявлений, которые вполне могут рассматриваться в качестве самостоятельных породных сообществ. В начале 60-х годов на этот счет стали появляться многочисленные публикации [Иванкин Г. А., Кузнецов Ю. А., 1961; Халфин С. Л., 1961; Поляков Г. В., Телешев А. Е., 1960; Волохов И. М., Иванов В. М., 1961; Довгаль В. Н., 1962а, б; и т. д.].

К настоящему времени раннепалеозойские габбровые интрузивы в Кузнецком Алатау изучены достаточно хорошо. Они подразделяются на ряд ассоциаций (формаций), а именно: дунит-пироксенит-габбровую, габбро-норит-диоритовую, габбро-диоритомонцонитовую, сиенит-габбровую и пироксенит-габбровую. Считается, что эти ассоциации в основном близки по возрасту и что они сменяют друг друга по латерали с переходом от одних структурно-формационных зон Кузнецкого Алатау к другим. Сиенит-габбровую ассоциацию многие геологи относят к девону, но в настоящей работе она рассматривается как раннепалеозойская. Подробная аргументация на этот счет будет приведена ниже.

Дунит-пироксенит-габбровая ассоциация, именуемая усинским комплексом, по данным И. М. Волохова, В. М. Иванова и В. П. Пругова [1968, 1969], включает в себя существенно однофазные расслоенные дифференцированные массивы, сложенные породами щелочноземельного ряда с диапазоном колебания состава от гипербазитов до диоритов, кварцевых диоритов и тоналитов. Массивы имеют воронко-, линзообразную или желобовидную форму. Залегают они в бортовых, реже — внутренних частях геосинклинальных трогов.

Габбро-норит-диоритовый тип ассоциаций [Поляков Г. В. и др., 1973] в Кузнецком Алатау представлен большебереченским габбро-норитовым комплексом. Этот комплекс описан В. И. Богнибовым [1971] в Тельбесском районе Горной Шории. В его состав входят небольшие слабо дифференцированные штоко- и линзообразные тела, состоящие из щелочноземельных габбро, габброноритов и габброперидотитов. Комплекс проявляется в такой же тектонической обстановке, как и дунит-пироксенит-габбровая ассоциация, и некоторыми исследователями включается в состав последней.

Габбро-диоритомонцонитовая ассоциация развита на восточном склоне Кузнецкого Алатау. Она размещается в пределах Батеневского интрагеоантиклинального поднятия и известна под названием «когдахский комплекс» [Халфин С. Л., 1965; Довгаль В. Н., 1968; Поляков Г. В. и др., 1973; Кривенко А. П., Поляков Г. В., 1973]. Когдахский комплекс грубо двухфазен. Первая фаза в нем представлена эвкритами, оливиновыми, пироксеновыми и роговообманковыми габбро, габбродиоритами. Ко второй фазе относятся диоритомонциты, двушироксеновые диориты, биотит-пироксеновые диориты и некоторые другие образования. Для пород второй и части пород первой фаз характерна повышенная щелочность. В породах второй фазы в некоторых случаях отмечается присутствие нефелина [Геря В. И., 1972; Балькин П. А., 1976]. Представители первой и второй фаз когдахского комплекса иногда совмещены в пределах одного массива (Когдахский, Каратагский массивы и др.), иногда же слагают самостоятельные тела. Массивы имеют форму штоков, даек, иногда, возможно, воронкообразных тел с элементами концентрически-зонального строения.

Сиенит-габбровая ассоциация тоже развита в зоне Восточнокузнецко-Алатауского интрагеосинклинального поднятия. Представители этой ассоциации известны на севере Кузнецкого Алатау (раннепалеозойский сиенит-габбровый комплекс Мартайги) и в Горной Шории (патынский комплекс в пределах Мрасского поднятия) [Кортусов М. П., 1962, 1963; Ильенко С. С., 1964; Довгаль В. Н., Богнибов В. И., 1965; Довгаль В. Н., 1968; и др.]. Раннепалеозойскую сиенит-габбровую ассоциацию до недавнего времени объединяли с когдахским комплексом, рассматривая то

и другое в качестве самостоятельных подтипов единой габбро-монцит-сиенитовой [Кузнецов Ю. А., 1964] или габбро-сиенитовой [Довгаль В. Н., 1968] формации. Поводом для такого объединения было убеждение о присутствии в когтахском комплексе щелочных сиенитов, что позволяло расценивать этот комплекс как сиенит-габбровый, но с более богатым набором пород, чем в случае чистых сиенит-габбровых ассоциаций. В последние годы, однако, сиениты из когтахского комплекса исключены, и его сочли целесообразным рассматривать в качестве самостоятельного породного парагенезиса [Кривенко А. П., Поляков Г. В., 1973]. В раннепалеозойскую сиенит-габбровую ассоциацию входят сиенит-габбровые, габбро-сиенитовые и сопутствующие им чисто сиенитовые и габбровые интрузивы. В наиболее типичном выражении они представляют собой многофазные плутоны, чаше- или воронкообразной формы, частично или полностью построенные по плану концентрически-зональных массивов. Габбро в них внедрялись раньше, чем сиениты. Габбро варьируют по составу от оливиновых, нередко обогащенных титаном керсутит- и биотит-содержащих разностей, до ошелоченных авгитовых, авгит-роговообманковых и роговообманковых габбро, габбродиоритов и диоритов. Во многих массивах габбро испытывали дифференциацию на месте. Часто обнаруживают расслоенность. Сиениты в большинстве своем принадлежат к кварцевым и бескварцевым щелочным типам. Иногда дают переходы к нефелиновым сиенитам или граносиенитам.

Пироксенит-габбровая ассоциация для Кузнецкого Алатау описывается О. И. Никоновым [1972] и Г. В. Поляковым и др. [1973]. Она включает в себя дифференцированные, существенно габбровые массивы, которые по основным особенностям своего состава (повышенные титаноносность, иногда щелочность) сопоставимы с габбро, входящими в состав раннепалеозойских сиенит-габбровых интрузивов. Г. В. Поляков с соавторами относят к пироксенит-габбровому типу ассоциаций Патынский плутон, т. е. один из практически лишенных сиенитов представителей патынского сиенит-габбрового комплекса. О. И. Никонов объединяет в пироксенит-габбровую ассоциацию ряд расслоенных дифференцированных массивов севера Кузнецкого Алатау (Урюпинский, Баянзасский и др.). Эти массивы залегают в краевой части Кийского внутригеосинклинального поднятия. Они характеризуются небольшими размерами и внутренним концентрически-зональным строением. В их состав входят оливиновые, пироксеновые и роговообманковые габбро, габбронориты, эвкриты, клинопироксениты, верлиты, габбродиориты, диориты и др. Для всех пород ассоциации свойственно присутствие титанистого авгита, ильменита, титаномагнетита, биотита, для части из них — керсутита.

Формально возраст раннепалеозойских габбровых ассоциаций Кузнецкого Алатау определяется в интервале времени от момента формирования наиболее молодых из прорываемых ими вмещающих толщ до момента появления батолитовых гранитоидов. Для большинства ассоциаций этот интервал имеет протяженность от раннего или среднего до позднего кембрия (в восточной части области) и до ордовика (в западной части). Для большереченского комплекса западного склона Кузнецкого Алатау, который, судя по всему, моложе остальных ассоциаций, протяженность интервала меньше — ранний ордовик — силур.

Сейчас появились данные, которые позволяют уточнить возраст некоторых габбровых ассоциаций. Так, обращено внимание, что породы части раннепалеозойских габбровых массивов сиенит-габбровой и пироксенит-габбровой ассоциаций севера Кузнецкого Алатау обладают большим вещественным сходством с вмещающими их основными вулканитами среднего, а кое-где, возможно, и раннего кембрия. Временами они связаны с этими вулканитами взаимопереходами и могут рассматриваться в качестве их вероятных комагматов [Никонов О. И., 1972; Довгаль В. Н. и др., 1977]. Установлено также химическое сходство среднекембрийских

базитовых эффузивов восточного склона Кузнецкого Алатау с габбро первой фазы котгахского комплекса [Кривенко А. П. и др., 1979], что позволяет сближать эти эффузивы и габбро друг с другом по времени формирования.

К раннепалеозойским габбровым ассоциациям Кузнецкого Алатау близка по времени образования гипербазитовая формация региона, которая выделяется под названием «саланский комплекс». Относительно этого комплекса написано довольно много [Додин А. Л., 1956; Пинус Г. В. и др., 1958; Гончаренко А. И., 1969; Коновалова О. Г., Прусевич Н. А., 1977; и т. д.], поэтому подробно останавливаться на его характеристике нет смысла. Отметим лишь, что саланский комплекс развит главным образом в западной части Кузнецкого Алатау. Сложен он небольшими линейными телами серпентинизированных гарцбургитов, перидотитов, пироксенитов и дунитов. Возраст его определяется как ранний кембрий или как ранний — средний кембрий.

Раннепалеозойская формация гранитоидных батолитов. В эту формацию включаются широко распространенные в Кузнецком Алатау «пестрые» по составу крупные гранитоидные плутоны, имеющие в некоторых случаях площадь до нескольких тысяч квадратных километров. Изучением раннепалеозойских гранитоидов занималось большое количество геологов, которыми был предложен ряд вариантов расчленения их на комплексы. Все эти варианты могут быть разделены на две основные группы в зависимости от принципов, на которых они основаны. К первой группе относятся схемы деления на комплексы, в основу которых положен вещественно-возрастной принцип с определенным учетом в некоторых случаях территориального признака. Ко второй группе принадлежат схемы, где характеристика комплексов дается с учетом их состава, пространственной приуроченности к определенным структурно-формационным зонам и возраста.

Первый из этих подходов зародился еще на ранних порах систематического изучения раннепалеозойских гранитоидов Кузнецкого Алатау и в значительной степени основан на посылке, что формирование этих гранитоидов происходило в результате последовательного внедрения с глубины отдельных порций магмы. Сторонниками такого подхода являются А. Л. Додин [1956], Д. И. Мусатов [1961], В. Л. Хомичев [1972, 1975] и некоторые другие.

А. Л. Додин, например, делит раннепалеозойские гранитоиды и пространственно связанные с ними породы более основного состава на три комплекса — мартайгинский, тигертышский и тельбесский. В мартайгинский комплекс он включает породы от гранитов до габбродиоритов, датируя их как ордовик — силур. К тигертышскому комплексу А. Л. Додин относит граниты, гранодиориты и граносиениты типа слагающих Тигертышский, Карлыгановский, Оргонский и некоторые другие массивы (возраст силур — ранний девон). Наконец, тельбесским комплексом он именуется гранитоидные плутоны, развитые главным образом на западе Горной Шории (Тельбесский и др.), считая, что формирование их имело место в конце силура — начале девона.

Другим примером подобного же подхода к расчленению раннепалеозойских гранитоидов является схема деления этих гранитоидов на восточном склоне Кузнецкого Алатау Д. И. Мусатовым. Д. И. Мусатов разбивает их по вещественному составу на три комплекса — карлыгановский (поздний кембрий — ранний ордовик), тигертышский (ордовик) и сорский (силур). В тигертышском комплексе он различает еще три фазы.

К схемам А. Л. Додина и Д. И. Мусатова близки по своей сути построения В. Л. Хомичева. Этот автор делит раннепалеозойские гранитоиды совместно с предшествующими им раннепалеозойскими габбровыми ассоциациями, которые он в формационном плане не отрывает от гранитоидов, на три комплекса — мартайгинский габбро-диорит-гранодиорит-

товый (средний — поздний кембрий), тигертышский гранитоидный (поздний кембрий — ордовик) и карлыгановский диорит-гранит-граносиенитовый (послепозднекембрийский — додевонский). Каждый из этих комплексов В. Л. Хомичев подразделяет, кроме того, на три фазы.

Второй подход к расчленению раннепалеозойских гранитоидов Кузнецкого Алатау на комплексы разделяет большее количество геологов, чем первый. Его придерживается, например, Г. В. Пинус [1958], который делит раннепалеозойские гранитоиды на три комплекса: 1) уленьский (возраст — поздний кембрий), свойственный восточному склону Кузнецкого Алатау, включающий в себя диориты, монзониты, гранодиориты, граносиениты, аплитовидные граниты, становление которых осуществлялось в три фазы внедрения; 2) таконский интрузивный комплекс, объединяющий гранитоидные батолиты западной части Кузнецкого Алатау (Тельбесский, Кожуховский, Ольгинский и др.); 3) юнокалендонский интрузивный комплекс, к которому следует относить гранитоиды Тигертышского и Карлыгановского плутонов.

Сходным образом при расчленении раннепалеозойских гранитоидов поступают геологи ЗСГУ (В. И. Зиновьев и др.). В западной части Кузнецкого Алатау они различают 1) кожуховский комплекс гранитоидов пестрого состава (Мартайга); 2) ольгинский кварцдиорит-гранодиоритовый комплекс (Золотокитатская зона); 3) тигертышский гранодиорит-гранитовый комплекс (центральная часть Кузнецкого Алатау); 4) тельбесский комплекс гранитоидов пестрого состава (Тельбесская зона). Возраст кожуховского комплекса определяется как средний — поздний кембрий, ольгинского и тигертышского — как поздний ордовик — силур, тельбесского — как силур.

По такому же принципу делит раннепалеозойские гранитоиды севера Кузнецкого Алатау М. П. Кортусов [1967а]. Он именует их многофазным мартайгинским комплексом, но предлагает разделить этот комплекс на две ассоциации более мелкого порядка: центральный комплекс, свойственный Кийскому внутригеосинклинальному поднятию, и кожуховский комплекс, располагающийся в интрагеосинклинальной зоне севера Кузнецкого Алатау. Центральный комплекс М. П. Кортусов считает более древним (поздний кембрий — ранний ордовик), чем кожуховский (ордовик — силур).

По территориально-вещественно-возрастному признаку расчленяют раннепалеозойские гранитоиды области также Ю. А. Кузнецов и его последователи [Кузнецов Ю. А., 1960; Раннепалеозойская..., 1971], к которым принадлежат и авторы настоящей работы. Они объединяют все эти гранитоиды в единую раннепалеозойскую формацию гранитоидных батолитов пестрого состава, связывая с появлением этой формации окончательную стабилизацию геосинклинальных структур Кузнецкого Алатау. Формация представлена тремя комплексами — улень-туимским, тельбесским и мартайгинским. В северо-западной части Кузнецкого Алатау возможно выделение еще одного комплекса — ольгинского.

Улень-туимский комплекс объединяет в себе раннепалеозойские гранитоидные батолиты восточного склона Кузнецкого Алатау. Эти батолиты обладают повышенной щелочностью. Они сложены кварцевыми и бескварцевыми сиенитодиоритами, сиенитами, граносиенитами, гранитами при подчиненной роли диоритов, гранодиоритов, тоналитов и могут быть отнесены к гранит-граносиенит-сиенитодиоритовому типу плутонов. Их возраст определяется как поздний кембрий — ордовик.

Тельбесский комплекс развит на западном склоне Кузнецкого Алатау. Породы этого комплекса обладают более низкой щелочностью, чем породы улень-туимского комплекса. Они представлены в основном гранодиоритами, тоналитами, кварцевыми и бескварцевыми диоритами при ограниченном развитии ошелоченных разновидностей и сиенитоидов, на основании чего тельбесский комплекс может быть квалифицирован как диорит-

гранодиоритовый. Возраст его несколько моложе улень-туимского комплекса — ордовик — силур.

Наконец, третий из предусмотренных в схеме Ю. А. Кузнецова раннепалеозойских гранитоидных комплексов Кузнецкого Алатау — мартайгинский. В него объединяются гранитоидные батолиты севера Кузнецкого Алатау. По своему географическому положению, составу и, возможно, возрасту они занимают промежуточное положение между улень-туимским и тельбесским комплексами.

Вертикального расчленения раннепалеозойских гранитоидов на комплексы в схеме Ю. А. Кузнецова не предусмотрено. Вызвано это тем, что, как показали исследования Ю. А. Кузнецова, В. И. Богнибова, А. Н. Дистановой, Е. С. Сергеевой, Л. В. Алабина и др., формирование таких гранитоидов происходило не в результате последовательного внедрения с глубины отдельных порций гранитоидной магмы, а в результате огромных по своим масштабам процессов метасоматической переработки и магматического замещения вмещающих толщ, вероятно, под воздействием глубинных интрателлурических растворов. Было выяснено, что во многих раннепалеозойских батолитах главные разновидности пород почти всегда связаны друг с другом взаимопереходами, что такие же взаимопереходы нередко наблюдаются и с измененными вмещающими породами и что эти батолиты представляют собой сформированные на месте авгохтонные плутоны. Фазовые взаимоотношения между породами раннепалеозойских батолитов имеют место, встречаются даже небольшие полностью или существенно интродуцированные массивы, но эти проявления фазности носят незакономерный характер, то наблюдаясь между отдельными разновидностями пород, то отсутствуя, и представляют собой не результат общего пульсационного характера поступления магмы с глубины на уровни формирования батолитов, а следствие перемещения по ослабленным зонам магматических выплавок, появляющихся как конечный продукт процессов гранитизации. Единственные породы, которые довольно устойчиво, и то не всегда, наблюдаются в виде самостоятельных фаз внедрения, — это граниты, лейкократовые граниты, гранит-аплиты заключительных стадий формирования раннепалеозойских гранитоидных батолитов. Их иногда выделяют в самостоятельный комплекс. В принципе это допустимо, так как с чисто формальной точки зрения такие граниты образуют своеобразный парагенезис. К тому же они порою, видимо, несколько оторваны во времени от остальных гранитоидов. Однако в более широком плане эти граниты являются закономерным конечным продуктом раннепалеозойского гранитоидного магматизма. По своему положению в пределах батолитовой формации они подобны, например, жильным породам основного состава в габбровых массивах или жильным сиенитоидам в сиенитовых массивах. Поэтому отделять их в формационном отношении от остальных пород гранитоидных батолитов нецелесообразно.

Отсутствие в схеме Ю. А. Кузнецова и его последователей вертикального расчленения батолитовой формации Кузнецкого Алатау на комплексы или другие более дробные единицы отнюдь не означает отрицания со стороны этих исследователей целесообразности в определенных случаях такого расчленения. Оно необходимо для целей крупномасштабного картирования, для поисков полезных ископаемых и для решения других задач. Весь вопрос заключается в том, как лучше произвести такое расчленение. К сожалению, в этом вопросе еще много неясного.

В связи с проблемой вертикального расчленения раннепалеозойской батолитовой формации Кузнецкого Алатау на комплексы нельзя не упомянуть, что некоторые плутоны этой формации, по-видимому, являются полихронными и включают в себя, помимо гранитоидов собственно батолитовой формации, сходные по составу породы более древних гранитоидных комплексов, которые мы в настоящее время еще не в состоянии обособить в самостоятельные формационные группы. Свидетельства су-

ществования таких гранитоидов получены, например, в Мартайге, где в габбро раннепалеозойской сyenит-габбровой ассоциации, отчетливо прорываемых гранитами батолитовой формации, обнаруживаются, в свою очередь, ксенолиты гранитов, похожие на батолитовые граниты [Довгаль В. Н. и др., 1977]. В той же Мартайге по р. Кия давно известны ныне относимые к концу раннего кембрия конгломераты с валунами и галькой амфибол-биотитовых гранитов, содержащих до 25—30% калишпата, которые аналогичны гранитам включаемого в батолитовую формацию Кожуховского плутона [Ананьев А. Р., 1950; Белоусов А. Ф. и др., 1974; Никонов О. И. и др., 1972]. Галька гранитов в конгломератах конца раннего кембрия упоминается Г. А. Иванкиным и Ю. А. Кузнецовым [1961] на восточном склоне Кузнецкого Алатау. Здесь же в раннекембрийских конгломератах бассейна р. Салат Г. М. Еханиным описывается галька гранодиоритов, содержащих до 10% калишпата, и калишпатсодержащих кварцевых диоритов.

Более древний возраст, чем гранитоиды батолитовой формации, возможно, имеет часть плагиогранитов, обнаруживающихся в составе некоторых раннепалеозойских батолитов. К такому выводу, например, в отношении плагиогранитов северо-западной части Кожуховского массива пришли О. И. Никонов и др. [1972]. Они отделили во времени эти плагиограниты от остальных пород массива, отнеся их к раннему кембрию. Прочие же породы Кожуховского массива авторы считают средне-позднекембрийскими. Таким же образом поступал в свое время в отношении плагиогранитов Аскизского плутона восточного склона Кузнецкого Алатау В. И. Геря [1970]. Он рассматривал их как образования более древние (верхнекембрийские), чем остальные раннепалеозойские гранитоиды области.

Все эти факты указывают на то, что гранитоидный магматизм в Кузнецком Алатау был растянут во времени. Совершенно отчетливый максимум этого магматизма приходится на батолитовую формацию, но в более скромном выражении гранитоидный магматизм проявлялся и раньше, начиная по крайней мере с раннего кембрия или даже рифея, поскольку в составе рифейских вулканических толщ имеются кислые вулканы. Вначале гранитоидный магматизм носил исключительно или существенно плагиогранитный характер, затем он сменился гранитоидным магматизмом с калинатровым профилем щелочей. Смена эта, возможно, происходила более или менее постепенно. Во всяком случае, в хорошо знакомых авторам ксенолитах гранитов из габбро раннепалеозойского сyenит-габбрового комплекса Мартайги содержание окиси калия равно 1,6%, тогда как в рвущих эти габбро гранитоидах батолитовой формации оно достигает 2,0—4,5%.

Ряд среднепалеозойских (девонских) эффузивных и интрузивных ассоциаций. Эффузивные ассоциации этого ряда изучались, описывались и классифицировались многими исследователями [Лучицкий И. В., 1960; Болтухин В. П. и др., 1964; Балицкий Д. К. и др., 1966; Бородин Л. С., Гладких В. С., 1967; Крюков В. Г. и др., 1969; Довгаль В. Н., 1969, 1974; Турченко Г. П., 1975; В. И. Кяргин, Г. М. Еханин, С. А. Демидов и др.]. Они подразделяются на несколько типов, среди которых могут быть выделены следующие [Довгаль В. Н., 1969].

Ассоциация липарит-дацит-андезитового типа (риодацит-лейкобазальтоидная, по химической классификации А. Ф. Белоусова). Эта ассоциация развита на западном склоне Кузнецкого Алатау вдоль юго-восточного обрамления Кузнецкого прогиба. По данным В. П. Болтухина, Г. П. Турченко, В. Г. Руткевича, В. Д. Яшина, В. С. Мурзина и др., она сложена андезитовыми, андезито-базальтовыми и андезито-дацитовыми порфиритами, дацитовыми и липаритовыми порфирами, туфами и игнибритами соответствующего состава. В ограниченном количестве имеются диабазовые порфириты. Соотношение пород разной основности существ-

венно меняется по латерали. Однако во всех случаях явно преобладают средние вулканиты. Количество кислых пород варьирует от 35% и более (Нижнеурасский район, бассейн р. Мундыбаш) до 10% и менее (район д. Белый Камень). В некоторых разрезах кислые эффузивы отсутствуют полностью.

Возраст описываемых вулканитов юго-восточной части Кузнецкого прогиба определяется как ранний и средний девон. В некоторых местах низы разреза относят к силуру и даже к позднему ордовику. В таком случае по времени своего зарождения среднепалеозойский вулканизм юго-восточной части Кузнецкого прогиба приближается к геосинклинальному вулканизму западного склона Кузнецкого Алатау. С учетом в значительной степени кислого характера девонского вулканизма он может быть отнесен к разряду субсеквентного.

На северо-востоке Кузнецкого прогиба (Барзасский и Крапивинский районы) характер девонского вулканизма заметно меняется, что коррелируется с изменением тектонических условий его проявления. Если на юго-востоке Кузнецкого прогиба девонские вулканогенные породы формировались на месте длительно развивавшегося внутригеосинклинального прогиба, то в Барзасском и Крапивинском районах они выходят в область внутригеосинклинального поднятия (Пезасского горста). Вулканические породы на северо-востоке Кузнецкого прогиба имеют главным образом основную и средний состав, кислые эффузивы играют подчиненную роль, а в ряде случаев отсутствуют вообще. Встречаются эффузивы повышенной щелочности: трахиандезиты, трахиандезит-базальты, ощелоченные диабазовые порфириды. По петрографическому составу девонская вулканическая ассоциация северо-востока Кузнецкого прогиба может быть отнесена к трахит-андезитобазальтовой, по химическому — к трахит-лейкобазальтоидной. Эта ассоциация сходна с комплексами излившихся пород девона Мариинской Тайги и западной окраины Минусинского прогиба.

Следующий тип ассоциаций, который может быть выделен в числе среднепалеозойских вулканических сообществ Кузнецкого Алатау — это трахибазальт-базальтовый (меланотрахит-трахибазальтовый). Он проявляется уже на противоположном — восточном — склоне Кузнецкого Алатау и приурочен к северо-западному обрамлению Минусинского прогиба. В составе трахибазальт-базальтовой ассоциации преобладают породы основного состава с четко выраженным щелочным характером [Луцицкий И. В., 1960; Баженов И. К., 1963]. Здесь, в бассейне рек Урюп, Базыр, Берешь, Печище, развиты лавы и туфы оливиновых, редко безоливиновых диабазов, базальтов, эссексит-диабазов, трахибазальтов, нефелиновых и нефелин-анальцимовых диабазов, нефелинитов, трахиандезитов и андезитовых порфиритов. Сравнительно редко встречаются ортофиры и феолиты. Несколько юго-восточнее — в районе Копьевского купола — количество щелочных пород заметно уменьшается. Нижне-среднедевонские вулканогенные толщи сложены здесь главным образом базальтами и их пирокластами, составляющими до 70% и более мощности разреза. В меньших количествах встречаются лавы и туфы андезитовых порфиритов и трахиандезитов, еще реже — трахибазальтов, эссекситов, анальцимовых диабазов и ортофиров.

В другой части северо-западного обрамления Минусинского прогиба — в Саралинском грабене — преобладают умеренно основные диабазы почти всегда повышенной щелочности. Имеются андезиты, трахиандезиты, в подчиненном количестве — ортофиры и плагиопорфиры.

На южной окраине Северо-Минусинской впадины, на границе ее с Батеневским поднятием и далее на юг и юго-восток вдоль восточной периферии Батеневого поднятия эффузивно-пирокластические образования девона приобретают характер трахибазальт-трахиандезитовой (меланотрахит-трахилейкобазальтоидной) ассоциации. Они представлены в основном

трахиандезитами, в меньшей мере — трахибазальтами, андезитовыми и диабазовыми порфиритами, ортофирами, плагиопорфирами. Такого же типа вулканы развиты и в Балыксинском грабене юго-восточной части Кузнецкого Алатау.

Заметно меняется характер девонских и, возможно, частично верхне-силурийских вулканических образований в прилегающем к Кузнецкому Алатау юго-западном углу Таштыпского (Абаканского) прогиба. Напомним, что этот прогиб в ранне-среднедевонское время представлял собой внешний геосинклинальный прогиб Ануйско-Чуйской геосинклинали Восточного Алтая. Он выполнен в основном щелочноземельными диабазовыми и андезитовыми порфиритами, их туфами и граувакками. Для вулканитов характерны значительные мощности, большие, чем мощности эффузивно-пирокластических отложений девона других вышеупомянутых районов восточного склона Кузнецкого Алатау, интенсивное зеленокаменное изменение, альбитизация. Широко распространены спилиты.

Среди девонских вулканических ассоциаций, развитых во внутренних частях Кузнецкого Алатау, может быть выделена трахибазальт-андезитовая ассоциация, подразделяемая по химическому составу на дацит-трахидацит-базальтоидную и трахит-трахибазальтоидную. Эта ассоциация свойственна Мартайте, где проявляется в мелких грабенах — Палатнинском (дацит-трахидацит-базальтоидная), Талановском (трахит-трахибазальтоидная) и др. Правда, девонский возраст этой ассоциации для большинства грабенов принимается условно. Лишь в Палатнинском грабене вулканы лежат на красноцветных песчаниках с отпечатками псилофитовой флоры раннего — среднего девона.

В состав трахибазальт-андезитовой ассоциации входят андезитовые, андезито-базальтовые и диабазовые порфиры и их туфы. Встречаются трахитовые и дацитовые порфиры. Преобладают андезитовые вулканы нормальной и повышенной щелочности. Диабазовые порфиры характеризуются умеренноосновным составом, оливиновые разности среди них редки. Отмечаются титанавгитовые типы. Вулканические породы нередко альбитизированы.

В восточной части Кузнецкого Алатау — на Батеневском поднятии — выделяется другая среднепалеозойская вулканическая ассоциация — трахилипарит-андезитовая. Она проявляется вблизи рудника Юлия, в Уленьской впадине и в некоторых других местах. Породы ассоциации выполняют мелкие мульды и слагают тектонические блоки в пределах полей развития раннепалеозойских образований.

В районе Юлии к условно нижнедевонским вулканикам относятся липаритовые и комендитовые порфиры, трахиандезиты, плагиопорфиры, андезитовые порфиры и туфы этих пород [Царев Д. И., 1967]. На долю кислых пород здесь приходится около 30% мощности разреза.

В Уленьском грабене девонские вулканогенные образования представлены лавами и туфами дацитовых и липаритовых порфир, ортофиров, плагиопорфиров, андезитовых и диабазовых порфиритов. Кислые породы слагают главным образом нижнюю часть вулканогенной толщи, средние и основные — верхнюю.

Помимо трахибазальт-андезитовой и трахилипарит-андезитовой ассоциации во внутренних районах Кузнецкого Алатау присутствуют, видимо, среднепалеозойские вулканические ассоциации и иного типа. Однако изучены и описаны они слабо.

Девонские вулканы сопровождаются субвулканическими и кое-где гипабиссальными телами интрузивных пород. Состав последних варьирует от района к району [Довгаль В. Н., 1974]. В юго-восточной части Кузнецкого прогиба, в ассоциации с тамшними кислыми вулканиками липарит-дацит-андезитовой ассоциации, они представлены массивами слабощелочных биотитовых гранитов (кистальский комплекс). На северо-западе Кузнецкого Алатау, в Барзасском и Крапивинском районах вместо

этих гранитов появляются гранит-сиенитовые массивы, состоящие в основном из сиенитов, кварцевых сиенитов, граносиенитов, гранитов, диоритов и других пород (Г. М. Купсик, О. И. Никонов, М. Н. Тараймович, Г. П. Шарихина и др.).

Девонские граниты, сходные по составу с гранитами юго-восточной части Кузнецкого прогиба, но обладающие более резко выраженным щелочным уклоном, вновь встречаются с переходом в западную часть Мартайги. Они развиты в Чебулинском районе, где слагают два более или менее крупных массива и большое количество силлов и даек. Связи с вулканитами граниты Чебулинского района не обнаруживают, залегая, по видимому, в виде межформационных тел в основании среднедевонской красноцветной толщи, выполняющей небольшой среднепалеозойский прогиб. Эти граниты объединяют в чебулинский комплекс с возрастом средний — поздний девон [Довгаль В. Н., Алабин Л. В. и др., 1978]. Некоторые геологи, правда, склонны относить чебулинский комплекс к позднему палеозою [Домаренко В. А. и др., 1976].

На восточном склоне Кузнецкого Алатау комагматами вулканитов трахибазальт-базальтовой ассоциации северо-западной части Минусинского прогиба являются мелкие штоки и дайкообразные тела щелочных и нефелиновых сиенитов, сиенит-порфиров, уртитов, нефелиновых монцонитов, тералитосиенитов, тералитов, берешитов, ийолитов, тингуаитов, плагиопорфиров. В незначительном количестве встречаются кварцевые щелочные сиенит-порфиры и кварцевые плагиопорфиры. Интрузивные эквиваленты щелочных вулканогенных пород девона известны и за пределами территории распространения последних, среди раннепалеозойских отложений Кузнецкого Алатау. Они представлены эссекситами, ийолитами, тералитами, уртитам, нефелиновыми сиенитами и другими щелочными породами, слагающими небольшие массивы — Кия-Шалтырский, Кургусуль-Лиственный, массив горы Дедовой и др. Эти массивы вместе с некоторыми наиболее крупными интрузивами, залегающими в полях девона (Горячегорским и др.), выделяют в качестве горячегорского или кия-шалтырского щелочного сиенит-габбрового комплекса. Возраст этого комплекса — ранний — средний девон.

На Батеневском поднятии девонские интрузивы, частью обнаруживающие непосредственную связь с вулканитами, частью залегающие вне полей их развития, представлены в районе Теи граносиенитами, нордмаркитами и кварцевыми сиенит-порфирами [Поляков Г. В., Телешев А. Е., 1960], в других местах — сиенитами, гранитами, граносиенитами, изредка нефелиновыми сиенитами (Улугзасский, Туимо-Карышский, Красногорский массивы) [Халфин С. Л., 1963; Довгаль В. Н., 1974; Геря В. И., 1970; и др.]. Эти породы объединяются в гранит-сиенит-граносиенитовый комплекс девона Батеневской зоны. Кроме того, на восточном склоне Кузнецкого Алатау широко распространены мелкие субвулканические интрузии и дайки основного, среднего и кислого состава нормальной и повышенной щелочности. Они объединяются геологами КГУ в минусинский комплекс раннего — среднего девона.

В Мартайге девонские субвулканические образования представлены помимо даек и силлов основного и среднего состава редкими мелкими телами щелочных и нефелиновых сиенитов, фюнолитов, офитовых габбро, плагиопорфиров и, как исключение, щелочных гранитов.

Есть девонские интрузивы и в Горной Шории. К ним относятся, в частности, массивы Бол. и Мал. Каратаг [Ильенко С. С., 1964; Чувакин В. С., 1964]. Они располагаются в пределах Мрасского поднятия и состоят из щелочных и нефелиновых сиенитов, монцонитов, габбро, граносиенитов, гранитов. Интрузивным породам сопутствуют лавобрекчии трахитов, диабазовые и андезитовые порфириты и красноцветные песчаники живета. Каратагские массивы иногда объединяют в каратагский комплекс (средний — поздний девон).

	PZ ₃ -MZ	D ₃	D ₂	D ₁	S	O ₃₋₂	O ₄	€ ₃	€ ₂	€ ₁	V-RF ₂ (?)	RF ₂ -RF ₁	PR-AR
Зона каледонской складчатости	Трапповая формация Кузбасса и некоторые другие комплексы	D ₃	Комплекс гранитов Чебулинского района (чебулинский)	D ₁	S	O ₃₋₂	O ₄	€ ₃	€ ₂	Формация Габбро-норит-диабазовая ассоциация	V-RF ₂ (?)	RF ₂ -RF ₁	PR-AR
			Комплекс субвулканических гранитов юго-востока Кузнецкого прогиба (кисляльский)							Формация гранитоидных батолитов			
Зона салаирской складчатости	Копьевский комплекс основных и ультраосновных пород	D ₃	Липарит-дацит-андезитовая ассоц. юго-востока Кузнецкого прогиба	D ₁	S	O ₃₋₂	O ₄	€ ₃	€ ₂	Дунит-пироксенит-габбровая ассоциация	V-RF ₂ (?)	RF ₂ -RF ₁	PR-AR
			Комплекс гранит-сиенит. массивов северо-запада Кузнецкого Алатау							Трахилит-металеюкобазальтовая ассоциация и ее интрузивные аналоги			
Зона салаирской складчатости	Копьевский комплекс основных и ультраосновных пород	D ₃	Трахит-андезитобазальтовая ассоц. северо-востока Кузнецкого прогиба	D ₁	S	O ₃₋₂	O ₄	€ ₃	€ ₂	Плагиигранит-габбровые и плагиигранитные ассоц.	V-RF ₂ (?)	RF ₂ -RF ₁	PR-AR
			Трахит-андезитобазальтовая ассоц. северо-востока Кузнецкого прогиба							Ортофир-диабазовая ассоциация			
Зона салаирской складчатости	Копьевский комплекс основных и ультраосновных пород	D ₃	Каратавский комплекс сиенитов и других пород	D ₁	S	O ₃₋₂	O ₄	€ ₃	€ ₂	Диабаз-альбитофирная ассоциация	V-RF ₂ (?)	RF ₂ -RF ₁	PR-AR
			Трахит-андезитобазальтовая ассоциация Батенёвской зоны							Риодацит-металеюкобазальтоидная ассоциация			
Зона салаирской складчатости	Копьевский комплекс основных и ультраосновных пород	D ₃	Гранит-сиенит-граносиенитовый комплекс Батенёвской зоны	D ₁	S	O ₃₋₂	O ₄	€ ₃	€ ₂	Риодацит-металеюкобазальтоидная ассоциация	V-RF ₂ (?)	RF ₂ -RF ₁	PR-AR
			Трахилипарит-андезитовая ассоц. Батенёвской зоны							Ортофир-лейкобазальтоидная ассоциация			
Зона салаирской складчатости	Копьевский комплекс основных и ультраосновных пород	D ₃	Трахибазальт-андезитовая ассоциация Мартайги	D ₁	S	O ₃₋₂	O ₄	€ ₃	€ ₂	Ортофир-лейкобазальтоидная ассоциация	V-RF ₂ (?)	RF ₂ -RF ₁	PR-AR
			Трахибазальт-андезитовая ассоциация Мартайги							Ортофир-лейкобазальтоидная ассоциация			
Зона салаирской складчатости	Копьевский комплекс основных и ультраосновных пород	D ₃	Кия-Шалтырский щелоч. сиенит-габбровый комплекс	D ₁	S	O ₃₋₂	O ₄	€ ₃	€ ₂	Ортофир-лейкобазальтоидная ассоциация	V-RF ₂ (?)	RF ₂ -RF ₁	PR-AR
			Трахибазальт-базальтовая ассоциация северо-востока Кузнецкого Алатау							Ортофир-лейкобазальтоидная ассоциация			
Зона салаирской складчатости	Копьевский комплекс основных и ультраосновных пород	D ₃	Трахибазальт-базальтовая ассоциация северо-востока Кузнецкого Алатау	D ₁	S	O ₃₋₂	O ₄	€ ₃	€ ₂	Ортофир-лейкобазальтоидная ассоциация	V-RF ₂ (?)	RF ₂ -RF ₁	PR-AR
			Трахибазальт-базальтовая ассоциация северо-востока Кузнецкого Алатау							Ортофир-лейкобазальтоидная ассоциация			

Ряд послесреднепалеозойских магматических ассоциаций. Эти ассоциации в Кузнецком Алатау развиты ограниченно. К ним относятся трапсовая формация Кузбасса [Кутюлин В. А., 1963], позднепалеозойские-раннемезозойские интрузивные породы Минусинского прогиба [Лу-чицкий И. В., 1960; Охупкин А. Н., Чубугина В. Л., 1964; Охупкин А. Н., 1969; Геря В. И., Единцев Е. С., 1975; и др.], послеюрский дайковый комплекс Казаньского грабена Горной Шории [Шербаков Ю. Г., 1959; Оболенская Р. В., 1971], послетриасовый (?) Белоосиповский дайковый пояс на северо-западе Кузнецкого Алатау [Оболенский А. А. и др., 1968] и, по-видимому, некоторые другие.

В состав трапсовой формации Кузбасса входят долеритомонциты, которые слагают несколько мощных силлов в восточной части Кузнецкого прогиба. К верхнепалеозойским — мезозойским образованиям Минусинского прогиба относятся некоторые базальты, тешениты, биотит-нефелиновые долериты, анкаратриты и мельтейгиты. Они образуют дайки и неки. Эти породы объединяются в копьевский комплекс с возрастом пермь — триас. Послеюрские дайки Казаньского грабена представлены диабаз-эссекситами, оливиновыми долеритами, базальтовыми лимбургитами, авгитовыми витрофиритами. В Белоосиповском дайковом поясе развиты андезит-базальтовые и андезитовые порфиры, сиенит-порфиры, лампрофиры типа минетт.

Все сказанное нами относительно магматизма Кузнецкого Алатау сведено в табл. 1. Комплексы, которые будут описаны в настоящей работе, в таблице подчеркнуты.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ И СУБВУЛКАНИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ РИФЕЯ — РАННЕГО ПАЛЕОЗОЯ С УЧАСТИЕМ ПОРОД ПОВЫШЕННОЙ ЩЕЛОЧНОСТИ

Трахилипаритдацит-металейкобазальтоидная ассоциация верхов енисейской серии (средний (?) рифей — венд). Эта ассоциация встречается в салаиридах Кузнецкого Алатау — в Батеневской и Кийской зонах. Сложена она более чем на 50% метабазальтовыми вулканитами. Заметно развиты эффузивы и туфы андезит-базальтового и андезитового состава. В верхах разреза в виде лавовых потоков и в виде обломков в туфобрекчиях и конгломератах присутствуют трахилипариты, трахидациты, кварцевые и бескварцевые ортофиры. Отмечаются субвулканические аналоги этих пород — интрузивные ортофиры, мелкозернистые сиениты и сиенит-порфиры.

Салические породы ассоциации характеризуются присутствием таких минералов, как плагиоклаз, клинопироксен, роговая обманка, биотит, калишпат, кварц. Минералы, как правило, изменены. Плагиоклаз альбитизирован, калишпат тоже в значительной степени замещен альбитом. Иногда отмечается обратное явление — частичное замещение в порфировых породах плагиоклаза вкрапленников калишпатом.

По своему химическому составу (табл. 2, рис. 4) трахилипариты, трахидациты и ортофиры ассоциации принадлежат к мезократовым, умереннощелочным, натрокалиевым породам. 25—75% этих пород (8 из 16) ложатся в поле трахитов (имеют характеристику a более 15).

Химические особенности сопутствующих салическим вулканитам пород базальтоидной группы показаны на рис. 4.

Трахилатито-металейкобазальтоидная ассоциация раннего — среднего кембрия Кийской и Батеневской зон в первой из них практически целиком сложена породами базальтового и андезитового состава, среди которых в разрезе по р. Кия в переотложенном состоянии описываются

Средние химические составы салических вулканических

Оксиды, характери- стики	1 (n=16)		2 (n=9)		3 (n=26)		4 (n=1)	5 (n=8)	
	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	x	\bar{x}	s
SiO ₂	70,57	3,33	59,45	3,55	61,49	2,47	62,14	67,49	2,66
TiO ₂	0,37	0,22	0,76	0,23	0,75	0,23	0,57	0,79	0,33
Al ₂ O ₃	13,48	1,77	17,18	0,69	18,08	1,48	18,82	15,86	1,09
Fe ₂ O ₃	3,07	1,97	2,21	1,11	2,61	1,31	2,03	1,80	0,84
FeO	2,66	1,09	2,42	0,52	2,38	0,99	1,58	2,35	1,24
ΣFeO	5,42	1,78	4,41	1,18	4,73	1,31	3,41	3,97	1,56
MgO	0,23	0,28	1,91	0,88	1,62	1,22	0,82	0,56	0,58
CaO	0,81	1,05	7,38	2,36	2,66	1,85	1,58	2,11	0,61
Na ₂ O	4,26	2,64	8,02	1,44	6,03	1,77	4,05	6,68	0,98
K ₂ O	4,44	2,63	0,25	0,20	4,04	3,18	8,09	2,11	0,80
P ₂ O ₅	0,03	0,06	0,25	0,11	He опр.	—	0,18	0,17	0,14
a	15,0	2,23	17,5	2,81	18,9	2,47	20,9	17,3	1,75
c	0,4	1,41	2,5	1,84	2,1	1,50	2,0	1,7	0,84
b	6,6	1,70	13,7	4,18	9,0	2,97	5,1	5,6	2,12
b'	5,4	1,39	13,7	4,18	8,2	3,22	4,8	5,5	2,14
f'	73	16,48	32	7,39	53	12,92	63	70	16,31
m'	6	6,46	24	10,05	28	12,68	26	15	12,37
n	56	28,44	98	1,59	70	20,99	43	82	15,05
Q	+24,2	10,11	-4,7	7,28	-0,3	5,74	-0,05	+14,6	6,65
d	0,88	0,13	0,79	0,15	0,79	0,11	0,82	0,84	0,08
α	1,8	9,45	12,7	10,25	10,3	7,51	8,5	8,9	4,53
F	92,6	8,30	57,9	8,47	65,8	12,63	70,0	82,5	13,50

Примечание. Ассоциации: 1 — трахипаритдацит-металейкобазальтоидная верхов металейкобазальтоидная ϵ_{1-2} Батеневской зоны; 4 — сиенит ϵ_{1-2} района д. Катюшкино; 5 — кварц-базальтоидная О₁ Золотокиватская зона; 11 — субвулканические породы трахипаритдацит-металейкобазальтоидной ассоциации Кийской зоны; 8 — сиениты района горы Комариной; Источники анализов: И. П. Ивонин [1968]; А. Ф. Белоусов и др. [1969, 1974]; А. Ф. Белоусов

альбитизированные ортофир-латиты. Галька этих пород обнаружена в восьмиметровом горизонте конгломератов из отложений среднего кембрия.

Ортофир-латиты почти всегда представляют собой порфировые породы с вкрапленниками плагиоклаза, роговой обманки и с альбитовой основной массой трахитовой структуры. По своим химическим параметрам они принадлежат к умереннощелочным породам (см. табл. 2, рис. 4), имеющим меланократовый уклон и резко натровый профиль щелочей.

Химический состав вулкаников базальтоидной группы трахилатито-металейкобазальтоидной ассоциации Кийской зоны показан на рис. 4.

В Батеневской зоне ощелоченные породы в составе трахилатито-металейкобазальтоидной ассоциации развиты значительно шире. К ним относятся ортофиры, латиты и, по-видимому, первичноощелоченные трахиандезиты и трахибазальты, обнаруживаемые среди измененных базитовых пород ассоциации. Ортофиры и латиты представлены лавами и туфами, которые наблюдаются в виде покровов и обломков на нескольких стратиграфических уровнях. Они обладают порфировым сложением и слабо раскристаллизованной основной массой фельзитовой, трахитовой или сферолитовой структуры. Вкрапленники в них представлены плагиоклазом, роговой обманкой, биотитом, иногда — клинопироксеном и калишпатом. Породы, как правило, альбитизированы.

Средний химический состав ортофиров и латитов отвечает меланократовым трахитам (см. табл. 2, рис. 4). По принятой нами химической

и субвулканических пород рифея — раннего палеозоя

6 (n=17)		7 (n=7)		8 (n=6)		9 (n=3)	10 (n=38)		11 (n=15)	
\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	\bar{x}	s	\bar{x}	s
65,16	3,59	57,59	6,08	66,24	3,01	65,73	71,14	3,76	73,23	4,43
0,34	0,09	0,79	0,37	0,38	0,09	0,43	0,40	0,19	0,30	0,22
18,29	2,03	18,27	1,63	16,78	1,13	17,65	13,79	1,68	13,34	1,53
1,63	0,70	2,00	1,45	2,12	1,29	1,28	3,26	2,21	2,31	2,37
1,85	1,10	4,35	3,04	2,69	0,88	2,63	1,88	1,04	2,05	0,95
3,32	1,37	6,15	3,75	4,60	1,04	3,78	4,82	2,09	4,13	1,94
1,12	0,84	1,98	0,76	0,32	0,15	0,46	0,42	0,59	0,09	0,18
1,08	0,97	3,87	1,71	0,76	0,60	3,14	1,10	1,10	0,35	0,32
4,50	1,67	3,55	1,96	6,22	0,77	8,08	3,86	1,42	4,15	1,09
5,68	2,02	7,21	2,09	4,29	0,36	0,48	4,01	1,41	4,05	1,37
He опр.	—	0,26	0,10	0,09	0,07	He опр.	0,05	0,07	0,04	0,04
17,6	2,52	18,5	1,66	19,5	2,02	18,2	13,7	2,37	14,2	2,60
1,1	0,99	3,2	1,83	0,8	0,64	2,5	1,1	1,04	0,4	0,37
9,3	2,31	11,2	5,47	5,8	0,96	5,6	7,3	2,60	6,1	2,37
5,3	1,68	11,2	5,47	5,0	1,23	5,6	5,4	2,65	4,0	2,12
36	16,42	52	11,58	76	10,91	64	63	20,01	64	23,69
21	17,81	33	8,50	9	4,09	14	8	9,84	2	3,59
54	18,54	42	18,62	69	2,53	96	58	17,05	61	13,11
+7,8	10,51	-6,1	9,89	+8,0	8,77	+8,6	+27,3	8,93	+29,7	11,49
0,74	0,09	0,75	0,12	0,89	0,06	0,78	0,78	0,12	0,85	0,14
5,6	4,19	14,5	7,96	4,2	3,19	12,2	9,5	14,86	2,2	3,80
63,7	19,24	60,6	11,22	89,0	4,37	82,0	88,9	12,36	97,3	3,78

енисейской серии; 2 — трахилатито-металейкобазальтоидная C_{1-2} Кийской зоны; 3 — трахилатито-цевые сиениты из конгломератов C_1 района ст. Ербинская; 6 — ортофир-диабазовая C_{1-2} Кондом-9 — ортофир-лейкобазальтоидная C_1 Зологокитатской зоны; 10 — трахилипаритдацит-металейко-талейкобазальтоидной ассоциации O_1 . [1976]; Д. И. Царев [1971].

классификации эти породы относятся к умереннощелочным типам. Натрий в них преобладает над калием, хотя в ряде случаев отмечается и обратная картина. Судя по всему, в первичном составе ортофигов калий играл более значительную роль, но затем количество его уменьшилось в связи с процессами альбитизации.

Особенности химизма пород базитовой группы, сопутствующих орто-фирам и латитам, см. на рис. 4.

Салические вулканы рассматриваемой ассоциации сопровождаются субвулканическими интрузивными образованиями. Такие интрузивные образования описываются, например, Д. И. Царевым [1967, 1971] в восточной части Батеневской зоны. Здесь, в районе д. Катюшкино, развиты ранне-среднекембрийские лавы, туфы и взрывные брекчи существенно ортофирного состава, прорванные мелкими штоками и дайками кварцевых и бескварцевых сиенитов, сиенит-порфиров и ортофигов. Сиениты относятся к двуполевошпатовым биотитовым и роговообманковым разновидностям. Судя по одному химическому анализу, приводимому Д. И. Царевым [1971], они близки среднему типу щелочного сиенита по Дэли (см. табл. 2). На рис. 2 этот анализ ложится в поле лейкократовых, умереннощелочных, умереннокалиевых пород.

Аналогичные сиенит-порфиры в раннем кембрии Батеневской зоны описывает В. Л. Хомичев [1975], который включает их в туимский комплекс.

К этой же группе интрузивных образований принадлежат неодно-

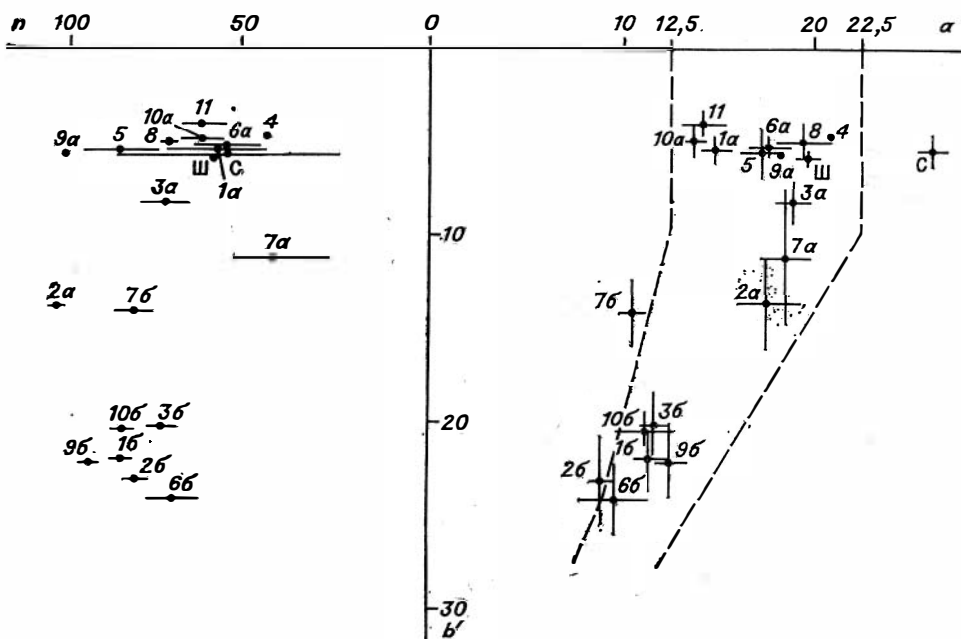


Рис. 4. Петрохимические особенности пород вулканических и субвулканических ассоциаций рифея — раннего палеозоя. Номера на диаграмме соответствуют номерам в табл. 2 (а — составы пород саллической группы, б — базитовой; составы базитовых вулканитов взяты из книги А. Ф. Белоусова [1976]). Ш — средний состав сиенитов шалымского комплекса (табл. 3, ан. 6), С — средний состав сиенитов горы Сокол (табл. 3, ан. 5). Линиями около точек показаны величины доверительных интервалов по а, б' и n.

кратно охарактеризованные в литературе кварцевые сиениты из гальки раннекембрийских конгломератов в районе ст. Ербинская [Сергеева Е. С. и др., 1962; Довгаль В. Н., 1968; Белоусов А. Ф. и др., 1974]. Они относятся к одно- и, по-видимому, двуполевошпатовым разновидностям с содержанием кварца до 8—10%. Калинатровый полевой шпат в них представлен микро- и криптопертитом, темноцветные минералы — роговой обманкой, биотитом, иногда рибекитом. Средний химический состав сиенитов из ербинских конгломератов отвечает кварцевому сиениту — граносиениту по Дэли (см. табл. 2, рис. 4).

Не исключено, что ранне-среднекембрийский возраст имеют также одно- и двуполевошпатовые кварцевые и бескварцевые сиениты, обнаруженные З. П. Никоновой и О. И. Никоновым в гальке конгломератов в пределах Кийской зоны на северо-востоке Кузнецкого Алатау. Возраст этих конгломератов неясен. Они являются или базальными конгломератами девона, или же относятся к среднему и даже, быть может, раннему кембрию. В первом случае сиениты из гальки конгломератов могут параллелизоваться и, вообще говоря, частично параллелизуются по составу с сиенитами раннепалеозойской сиенит-габбровой формации, во втором — они принадлежат к не моложе, чем ранне-среднекембрийским субвулканическим образованиям. На этих сиенитах мы подробнее остановимся в разделе, посвященном описанию раннепалеозойской сиенит-габбровой ассоциации Мартайги.

Ортофир-диабазовая ассоциация раннего — среднего кембрия. В Кондомской зоне эта ассоциация на 30—40% сложена саллическими вулканидами, которые приурочены главным образом к среднекембрийской части разреза. Базитовые вулканиды ассоциации имеют в основном раннекембрийский возраст.

Представлены базитовые вулканиты преимущественно породами базальтового состава. Салические вулканиты отвечают частично измененным (альбитизированным, калишпатизированным) ортофирам и, в меньшей мере, трахилипаритам. Они содержат альбит и калишпат в качестве вкрапленников, погруженных в основную массу фельзитовой, трахитовой, сферолитовой или микрогранитовой структуры. По особенностям своего химизма эта группа пород принадлежит к умереннощелочному, мезократовому, натрийкалиевому типу (см. табл. 2, рис. 4). 57—96% пород (14 из 17) имеют характеристику *a* выше 15.

Химизм пород базитовой группы ортофир-диабазовой ассоциации показан на рис. 4.

С салическими вулканитами ортофир-диабазовой ассоциации тесно связаны пространственно и парагенетически массивы шалымского сиенитового комплекса. Эти массивы представляют собой небольшие субвулканические тела штокообразной формы, протягивающиеся на юго-запад от рудника Шерегеш в виде цепочки протяженностью немногим более 30 км (рис. 5). Крайним северо-восточным массивом в этой цепочке является Шерегешевский массив. Далее на юго-запад следуют Шалымский, Таензинский, Таштагольский, Кочуринский массивы и массив горы Сокол. Последний отличается по составу от других интрузивов комплекса и сложен псевдолейцитовыми и нефелиновыми сиенитами. Массивы имеют площадь от долей до 12—13 кв. км.

Изучением интрузивов шалымского комплекса занималось много исследователей, и эти интрузивы в настоящее время подробно описаны в литературе [Поспелов Г. Л., 1959; Щербаков Ю. Г., 1961; Каминская В. И., 1961; Ильенко С. С., 1970; Иванова Г. М., 1967, 1969; Поляков Г. В., 1971; Корель В. Г., 1972; Орлов В. П., 1974; и др.]. Исходя из этих описаний и опыта личного знакомства авторов с шалымским комплексом, можно нарисовать следующую картину его состава. Сложен комплекс в основном кварцевыми и бескварцевыми одно- и двуполевошпатовыми сиенитами, изредка переходящими в граносиениты, монцониты или фельдшпатоидные сиениты. Состав комплекса несколько меняется от массива к массиву. Самый северный — Шерегешевский — массив состоит главным образом из относительно слабо раскристаллизованных, обычно порфировых, бедных кварцем, как правило, двуполевошпатовых сиенитов. Эти сиениты сложены калинатровым полевым шпатом (45—85%), альбитом или олигоклазом (от долей до 50%), кварцем (0—15%), роговой обманкой, биотитом (3—14%), акцессориями (циркон, сфен, рутил, ортит, монацит, ксенотим). Максимум содержаний калинатрового полевого шпата приходится на интервал 50—85%, плагиоклаза — на интервал 10—30%, кварца — 2—7%, темноцветных минералов — 5—10%.

Калинатровый полевой шпат представлен пертитом и микропертитом в призматических кристаллах. В породах с заметным количеством плагиоклаза он образует ксеноморфные зерна, целиком подчиненные в своей конфигурации контурам плагиоклазовых зерен. Плагиоклаз чаще всего образует вкрапленники. Как правило, серицитизирован. Темноцветные минералы практически всегда разложены.

В Шалымском массиве сиениты по своему петрографическому типу аналогичны шерегешевским, но немного богаче их кварцем (5—15% при максимуме содержаний 5—10%). Количество калинатрового полевого шпата в них равно 50—85%, плагиоклаза — 3—40%, темноцветных минералов — 3—15%. В апикальной части массива шалымские сиениты представляют собой слабо раскристаллизованные порфировые породы (микросиенит-порфиры), которые с глубиной сменяются равномернозернистыми, среднезернистыми типами. В порфировых разностях вкрапленники представлены плагиоклазом.

В Таштагольском массиве количество кварца в сиенитах, которые на современном эрозионном срезе представлены порой трудно отличимыми

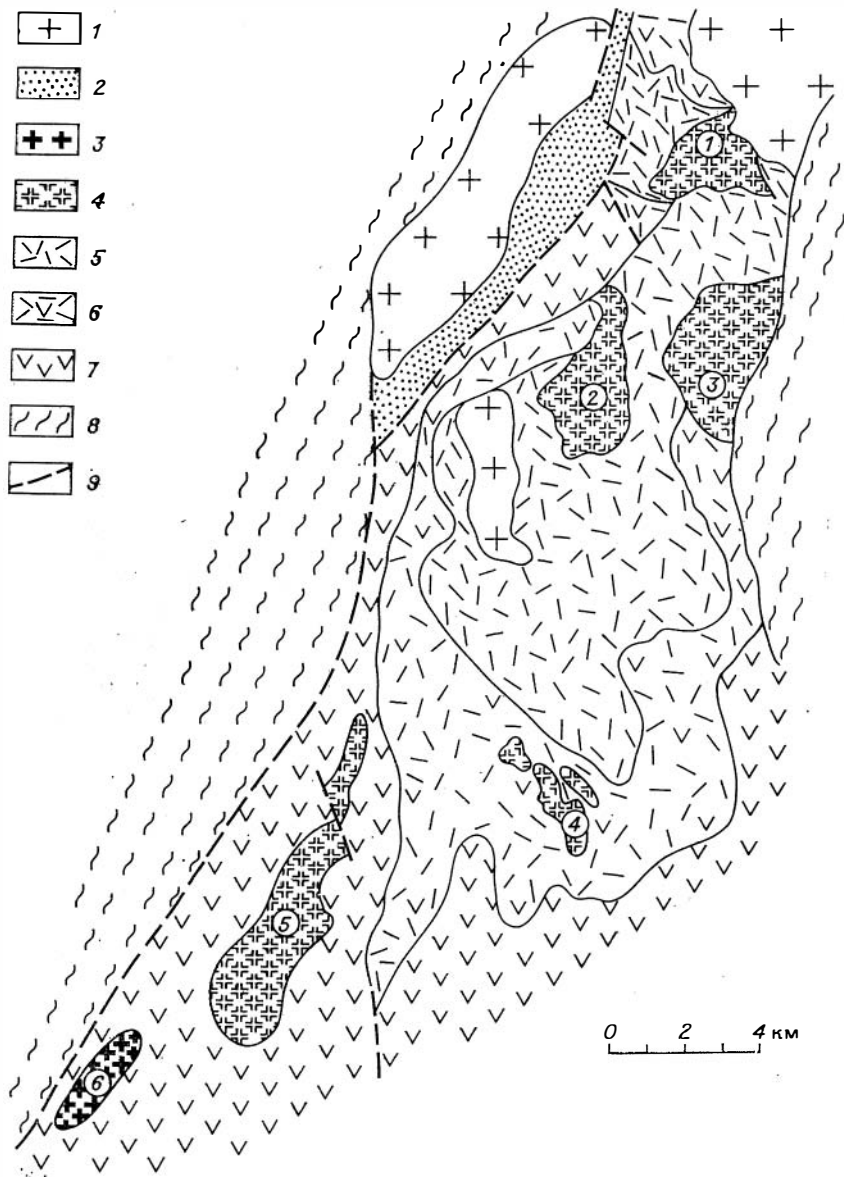


Рис. 5. Схема геологического строения Кондомского района (по М. Н. Тараймовичу, В. П. Орлову, Е. Р. Фролову, А. И. Скоморохову).

1 — граниты среднего — позднего (?) палеозоя; 2 — осадочные отложения раннего ордовика; 3 — нефелиновые, псевдолейцитовые и щелочные сиениты горы Сокол; 4 — кварцевые и бескварцевые сиениты; 5 — вулканиты преимущественно трахитового состава ϵ_2 ; 6 — осадочные и вулканические, включая трахиты, породы ϵ_3 ; 7 — основные и средние вулканиты ϵ_{1-2} ; 8 — кремнисто-карбонатно-сланцевые отложения рифея — раннего кембрия; 9 — дизъюнктивные нарушения.

Массивы: 1 — Шерегешевский, 2 — Шалымский, 3 — Таензийский, 4 — Таштагольский, 5 — Кочуринский, 6 — горы Сокол.

от вулканитов мелко- и тонкозернистыми типами, вновь сокращается, причем довольно значительно. Содержание кварца в этих породах варьирует от единичных зерен в шлифе до первых процентов. Встречаются сиениты, совершенно лишенные кварца (8—58% пород, или 4 случая из 14). Несколько ниже в таштагольских сиенитах и содержание темноцветных минералов — 1—10%.

В Кочуринском интрузиве количество кварца в сиенитах становится еще меньшим. 43—75% (24 случая из 40) кочуринских сиенитов совер-

шенно лишены этого минерала. В остальных же кварц содержится в количестве не более 1—3%. Кочуринский интрузив сложен порфировыми и непорфировыми мелко- и среднезернистыми дву- и однополевошпатовыми роговообманковыми сиенитами. Роговая обманка в них, как правило, разложена. В двуполевошпатовых сиенитах количество плагиоклаза колеблется от нескольких до 40—50% (максимум приходится на интервал 10—30%), количество калинатрового полевого шпата — от 30 до 90% (максимум 50—80%). Содержание темноцветных минералов равно 3—12%, редко до 20% с лишним. Богатые плагиоклазом двуполевошпатовые сиениты, по данным Г. М. Ивановой [1969], иногда сменяются монцонитами. По распространенности двуполевошпатовые сиениты превосходят однополевошпатовые.

По своему макро- и микроскопическому облику, по структурному рисунку породы, характеру и внутреннему строению зерен полевого шпата кочуринские сиениты аналогичны сиенитам ранее описанных массивов Кондомского района. Однако среди однополевошпатовых сиенитов этого массива изредка встречаются разности иного типа. Они имеют средне- и крупнозернистую структуры. Сложены калинатровым полевым шпатом и обычно разложенной роговой обманкой. Полевой шпат в таких сиенитах образует бесформенные или призматические очень неровно очерченные кристаллы, для которых характерно грубополосчатое или грубопятнистое пертитовое и антипертитовое строение. В полосчатых пертитах и антипертитах сростки полевого шпата ориентированы вдоль плоскости (15.0.2) или вблизи ее.

Подобные пертит-антипертитовые сиениты встречаются в составе целого ряда более молодых, чем шалымский комплекс, магматических ассоциаций Кузнецкого Алатау. По своему химизму они близки среднему типу щелочного сиенита по Дэли, иногда содержат щелочные темноцветные минералы. В дальнейшем мы будем именовать их «пертит-антипертитовыми щелочными сиенитами» или просто «щелочными сиенитами».

Сиениты Кондомского района сопровождаются дайками микросиенитов, сиенит-порфиров, диабазов, микродиоритов.

В 2 км юго-западнее Кочуринского интрузива, на его продолжении, располагается еще один сиенитовый массив шалымского комплекса — массив псевдолейцитовых и нефелиновых сиенитов горы Сокол. Он имеет в плане линзообразную форму, достигая в длину 3,6 км при ширине 0,5—0,6 км. Залегает массив в толще осадочно-вулканогенных пород среднего кембрия, которая имеет в общем тот же состав, что и в районе развития ранее описанных сиенитовых интрузивов, но здесь в ней в небольшом количестве появляются эпидейцитовые порфиры и их туфы. Последние, по данным В. А. Курепина, располагаются в самой верхней части среднекембрийской вулканогенной толщи. К полосе развития этих пород и тяготеет массив горы Сокол.

Массив горы Сокол обнаружен в 1934 г. Г. Д. Афанасьевым [1937]. В последующие годы он изучался И. И. Заболотниковой и В. В. Хватовым [1963], С. С. Ильенком [1964], В. А. Курепиным [1965]. Согласно С. С. Ильенку, в составе массива присутствуют биотитовые, пироксенбиотитовые, канкринитовые, канкринит-содалитовые сиениты, ювиты, фойяиты. В ювитах и фойяитах количество нефелина равно 15—45%. Содержание канкринита достигает 10—40%, содалита — 30%. Формирование этих пород осуществлялось, по-видимому, в две фазы внедрения. Имеются дайки эпидейцитовых и нефелин-сиенитовых порфиров, сельвсбергитов, гродридов, спессартитов и др.

Несмотря на то, что по своему составу массив горы Сокол отличается от других сиенитовых интрузивов шалымского комплекса, все исследователи включают его в этот комплекс. И. И. Заболотникова, например, считает, что породы массива связаны с породами других сиенитовых интрузивов Кондомской зоны общностью происхождения из одного ма-

Средние химические составы сиенитов шальымского комплекса

Оксиды, характеристики	1 (n=53)		2 (n=44)		3 (n=29)		4 (n=21)		5 (n=10)		6 (n=147)	
	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s
SiO ₂	63,25	2,25	65,34	2,70	62,07	2,08	63,09	2,65	56,14	1,78	63,62	2,68
TiO ₂	0,27	0,11	0,30	0,09	0,35	0,13	0,24	0,18	0,24	0,08	0,29	0,12
Al ₂ O ₃	18,21	0,92	16,88	1,36	19,08	0,84	18,87	1,59	22,03	1,30	18,08	1,43
Fe ₂ O ₃	1,89	0,83	1,62	1,17	2,87	0,95	2,28	0,94	1,54	0,92	2,06	1,07
FeO	2,19	0,98	2,60	0,86	1,34	0,80	1,57	1,26	2,98	0,94	2,06	1,07
ΣFeO	3,89	1,05	4,07	1,24	3,92	0,97	3,62	1,39	4,36	0,67	3,91	1,15
MnO	0,15	0,07	0,14	0,08	0,16	0,06	0,10	0,08	0,34	0,13	0,14	0,07
MgO	0,80	0,33	0,75	0,39	0,80	0,37	0,70	0,80	0,30	0,28	0,77	0,45
CaO	2,03	1,05	1,87	1,03	2,20	1,25	1,81	1,58	1,87	0,42	1,98	1,17
Na ₂ O	4,89	0,90	5,03	0,73	5,19	0,88	5,27	0,82	6,42	1,19	5,05	0,84
K ₂ O	6,17	1,40	5,33	1,13	5,78	1,03	5,97	0,91	8,07	1,76	5,81	1,23
P ₂ O ₅	0,15	0,25	0,12	0,18	0,17	0,10	0,11	0,09	0,06	0,06	0,14	0,19
a	19,6	2,03	18,5	1,70	19,8	1,56	20,1	2,52	26,2	1,40	19,4	2,00
c	1,8	1,05	1,4	0,82	2,1	1,10	1,6	1,42	1,4	1,53	1,7	1,08
b	7,0	1,49	6,8	2,07	7,3	1,95	7,2	3,02	6,1	1,30	7,0	2,02
b'	5,9	1,57	6,0	1,38	5,8	1,50	5,3	3,21	5,5	1,27	5,8	1,83
f'	56	11,75	59	11,10	56	15,28	53	17,16	70	14,06	56	13,18
m'	20	8,38	19	10,24	19	8,43	15	11,51	9	7,92	19	9,53
n	55	9,33	59	7,51	58	7,75	57	4,51	54	9,41	57	8,06
Q	+2,3	6,45	+8,0	7,43	-0,2	4,98	0,7	5,83	-23,1	4,98	+3,3	7,14
d	0,81	0,09	0,84	0,07	0,78	0,07	0,8	0,10	0,9	0,09	0,8	0,09
α	8,4	5,29	8,4	5,29	9,5	4,75	7,2	6,91	4,9	6,14	14,1	23,8
F	73,4	8,81	75,1	11,71	74,0	9,15	79,7	13,52	89,2	9,46	74,9	10,66

Примечание. Массивы: 1 — Шерегешевский; 2 — Шальымский; 3 — Таштагольский; 4 — Кочуринский; 5 — горы Сокол; 6 — среднее (без горы Сокол). Источники анализов: Н. Г. Сумин [1953], И. И. Заболотникова, В. В. Хватов [1963], Г. М. Иванова [1969], С. С. Ильенко [1970], Л. В. Алабин, В. Н. Довгаль, В. И. Каминская, В. А. Курепин, В. П. Орлов, М. И. Селиверстова, Ю. Г. Щербаков.

гматического очага. На таких же позициях стоят В. А. Курепин и С. С. Ильенко. Последний усматривает генетическое родство пород всех массивов в их приуроченности к одной структурной зоне, в общих особенностях петрографического и минерального состава и в некоторых сходных чертах химизма [Ильенко С. С., 1964, с. 98]. В пользу возрастной близости массива горы Сокол с прочими интрузивами шальымского комплекса свидетельствует также наличие во вмещающей этот массив среднекембрийской вулканической толще эпилейцитовых порфиров.

По сиенитам Кондомского района имеется большое количество химических анализов. В усредненном виде — по отдельным массивам и по комплексу в целом (исключая массив горы Сокол) эти анализы приведены в табл. 3. Знакомство с химическими анализами показывает, что сиениты Шерегешевский, Шальымский, Таштагольский и Кочуринский интрузивов различий в химизме при проверке по *t*-критерию почти не обнаруживают. Все они близки по составу к среднему типу щелочного сиенита по Дэли. По принятой нами химической классификации они принадлежат к умереннощелочному мезократовому умереннонатровому типу. Сиениты горы Сокол относятся к высокощелочному мезократовому натрокалиевому типу.

В Тельбесской зоне ортофиры (кератофиры) и их туфы ортофир-диабазовой ассоциации раннего — среднего кембрия сосредоточены в низах разреза. Наблюдаются они главным образом в виде обломков в конгломератах, песчаниках и туффитах. Иногда ортофиры обнаружи-

ваются в коренном залегании в виде лав и туфовых горизонтов. По описаниям В. И. Синякова [1967, 1974], А. Ф. Белоусова и др. [1969], эти породы содержат в качестве вкрапленников альбит и калишпат. Основная масса имеет трахитовую, фельзитовую и трахитово-фельзитовую структуры. В ортофирах с трахитовой основной массой последняя сложена лейстами альбита и калишпата с примесью хлорита, биотита и карбоната.

Химический состав ортофигов приведен в табл. 2. По принятой классификации они относятся к умереннощелочному меланократовому калиевому типу. 60—100% этих пород (7 из 7) имеют характеристику *a* выше 15.

В районе Леспромхозного месторождения ортофиры секутся дайками сиенит-порфигов.

Химические особенности пород базитовой группы ортофир-диабазовой ассоциации Тельбесской зоны показаны на рис. 4.

Ортофир-лейкобазальтоидная ассоциация раннего кембрия Золотокитатской зоны сложена почти целиком альбитизированными базальтовыми и андезитовыми порфиритами. В переотложенном состоянии в незначительном количестве присутствуют салические вулканиты, представленные альбитизированными ортофирами. Ортофиры состоят из вкрапленников альбитизированного плагиоклаза, разложенного пироксена (?) и существенно альбитовой основной массы трахитовой структуры. В основной массе встречаются очень редкие реликты калишпата. По своему химическому составу ортофиры относятся к породам с умеренной щелочностью и повышенной меланократовостью (см. табл. 2, рис. 4).

К вулканическим ассоциациям такого же типа, как ортофир-диабазовые ассоциации Кондомской, Тельбесской и Золотокитатской зон, принадлежит, по-видимому, относимый к протерозою или рифею — венду комплекс эффузивных пород района горы Комариной в северной части Кузнецкого Алатау. Породы этого комплекса в литературе описаны весьма кратко, подробнее охарактеризованы сопутствующие эффузивам мелкие тела сиенитов [Ивонин И. П., 1968]. Тела эти имеют линзовидную форму (длина 2—5 км, ширина 0,5—0,8 км) и залегают согласно с вмещающими их метаморфизованными вулканитами, среди которых имеются измененные трахиты. Сиениты сложены антипертитом, кварцем, биотитом, акцессориями. В большинстве случаев имеют порфировую структуру. По своим химическим особенностям они близки к нордмаркитам (см. табл. 2, рис. 4). Принадлежат к умереннощелочному мезократовому умереннонатровому типу.

Трахилипаритдацит-металейкобазальтоидная ассоциация раннего ордовика Золотокитатской зоны. В отличие от ранее описанных вулканических комплексов западного склона Кузнецкого Алатау салические вулканиты в этой ассоциации представлены в основном риолитами (более 60% салических пород), риолит-трахитами, трахитами и дацитами. Количество салических вулканитов в отдельных разрезах достигает 40—45% мощности разреза. Встречаются эти вулканиты преимущественно в верхней половине вулканической толщи.

В качестве вкрапленников салические вулканиты содержат плагиоклаз, калишпат, биотит, амфибол, пироксен, иногда кварц, которые заключены в основную массу аллотриоморфной, микропойкилитовой, фельзитовой или трахитовой структуры. По своему химическому составу (см. табл. 2, рис. 4) они попадают в разряд неопределенных по щелочности, мезократовых, натровых пород. 13—43% их (10 из 38) имеют характеристику *a* более 15.

Сходным минеральным составом и химизмом (см. табл. 2, рис. 4) обладают и субвулканические аналоги кислых вулканитов ордовика, часть из которых внешне почти не отличается от излившихся пород, часть же относится к лучше раскристаллизованным разновидностям вплоть до мелкозернистых порфировых и непорфировых граносиенитов и грани-

тов. Последние, по описаниям Л. В. Алабина [1968а], относятся к двум однополевощпатовым (микрпертитовым) роговообманковым типам. В субвулканических породах (ортофирах) кое-где отмечается арфведсонит.

Химические особенности пород базитовой группы трахилипаритдацит-металейкобазальтоидной ассоциации показаны на рис. 4.

РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ГАББРОВЫЕ И ГРАНИТОИДНЫЕ АССОЦИАЦИИ С УЧАСТИЕМ ПОРОД ПОВЫШЕННОЙ ЩЕЛОЧНОСТИ

В формационном плане раннепалеозойские габбровые и гранитоидные ассоциации Кузнецкого Алатау представляют собой различные породные парагенезисы, поэтому и их характеристика, в принципе, должна даваться в различных разделах работы. Избранное же нами совместное описание этих ассоциаций вызвано соображениями удобства изложения материала. Поскольку раннепалеозойские габбровые и гранитоидные ассоциации размещаются обычно на одной территории, то такой план изложения позволяет, во-первых, избежать повторений при описании геологической обстановки проявления этих ассоциаций. Он, в частности, сильно упрощает дело с приведением графики, иллюстрирующей геологическую обстановку. Во-вторых же, совместное изложение, и это, наверное, самое главное, существенно облегчает характеристику взаимоотношений между раннепалеозойскими гранитоидами и габбро, которым в некоторых разделах работы приходится уделять немало места.

Поскольку состав раннепалеозойских габбровых и гранитоидных ассоциаций Кузнецкого Алатау меняется от одних районов области к другим, то описание ассоциаций дается по отдельным зонам.

РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ГАББРОВЫЕ И ГРАНИТОИДНЫЕ АССОЦИАЦИИ БАТЕНЕВСКОЙ ЗОНЫ

Габбро-диоритомонцонитовая ассоциация (когтахский комплекс)

Когтахский комплекс на восточном склоне Кузнецкого Алатау впервые был описан Я. С. Эдельштейном [1910], Б. А. Тимофеевским, Ю. Д. Скобелевым, затем Г. А. Иванкиным, Ю. А. Кузнецовым [1961] и С. Л. Халфиным [1965]. Особенно много для понимания существа комплекса дали работы С. Л. Халфина. Этот исследователь детально изучил Когтахский массив, описал в нем три группы пород — габбро, диоритомонцониты, щелочные сиениты — и дал возможность сформулировать представление о когтахском комплексе как об ассоциации, принадлежащей к «габбро-монцонит-сиенитовому» формационному типу [Кузнецов Ю. А., 1964]. После работ С. Л. Халфина когтахский комплекс начали сопоставлять с сиенит-габбровыми комплексами Горной Шории и Мариинской Тайги, объединяя то и другое в единую раннепалеозойскую габбро-монцонит-сиенитовую [Кузнецов Ю. А., 1964] или, по другой номенклатуре, габбро-сиенитовую [Довгаль В. Н., 1968] формацию. В рамках этой формации когтахский комплекс рассматривали как самостоятельный формационный подтип. В конце 60-х годов появились, однако, данные, свидетельствующие о как будто бы существенно более молодом, по сравнению с габбро и диоритомонцонитами, среднепалеозойском возрасте щелочных сиенитов Когтахского массива, на основании чего эти сиениты были исключены из когтахского комплекса и комплекс пред-

лагалось рассматривать как бессиенитовый вариант раннепалеозойской габбро-монцонит-сиенитовой формации Кузнецкого Алатау [Довгаль В. Н., 1970]. Впоследствии когтахский комплекс окончательно отделили от сиенит-габбровой части габбро-монцонит-сиенитовой формации и отнесли к самостоятельному габбро-диоритомонцонитовому формационному типу [Кривенко А. П., Поляков Г. В., 1973; Балькин П. А., 1977а].

После С. Л. Халфина изучением массивов когтахского комплекса занимались Э. Д. Безуглов, А. К. Мкртчян, С. А. Баранова, В. И. Геря, Г. М. Ионин, В. Н. Довгаль, Г. В. Поляков, А. П. Кривенко, В. И. Богнибов, П. А. Балькин. Особо следует остановиться на работах четырех последних авторов [Поляков Г. В. и др., 1973; Кривенко А. П. и др., 1977, 1979; Балькин П. А., 1977а, б]. Ими в последние годы было предпринято специальное исследование когтахского комплекса, которое позволило нарисовать следующую картину его состава и строения. Комплекс включает в себя две группы пород. К первой из них относятся амфиболовые, авгит-амфиболовые и авгитовые габбро, эвкриты, габбродиориты и диориты. Они местами содержат биотит, кварц или оливин (последний кое-где во внушительных количествах). Изредка приближаются по составу к верлитам, горнблендитам и габброноритам. Вторая группа пород объединяет в себе весьма своеобразные диориты и монцонитоиды, для которых характерен устойчивый парагенезис андезина, клинопироксена, биотита, часто ортопироксена, оливина и (в монцонитоидах) калинатрового полевого шпата. Иногда встречаются роговая обманка, кварц и очень редко — нефелин. По составу эти породы отвечают биотит-авгитовым, биотит-двуспироксеновым, авгитовым, двуспироксеновым, оливин-биотит-авгитовым диоритомонцонитам и диоритам. При уменьшении основности плагиоклаза диориты иногда переходят в олигоклазовые диориты, а при увеличении количества темноцветных минералов до 50% с лишним — в андезиновые габбро. Разности диоритомонцонитов, содержащие нефелин, описываются как эссекситодиориты и эссекситы.

В общей схеме формирования когтахского комплекса породы первой группы являются образованиями более ранними, чем породы второй группы. Их относят к первой фазе комплекса, тогда как диоритомонцониты, диориты и эссекситы — ко второй. Однако эта генеральная последовательность появления пород временами, видимо, нарушается. Так, С. Л. Халфин [1965] наблюдал в свое время на Когтахе прорыв диоритомонцонитов двумя дайками габбро, что, между прочим, послужило для него основанием считать вообще все габбро массива породами более поздними, чем диоритомонцониты. Такой же прорыв диоритомонцонитов небольшим штоком габброноритов этот автор описывает и для бассейна р. Белый Июс.

Породы первой и второй фаз когтахского комплекса частью слагают самостоятельные тела, частью же сочетаются в одних интрузивных массивах. Это дает возможность выделять три типа интрузивов комплекса: 1) интрузивы, сложенные только породами первой фазы, 2) интрузивы, сложенные только породами второй фазы, и 3) интрузивы, сложенные породами первой и второй фаз. Эти типы интрузивов выявлены и подробно описаны Г. В. Поляковым, А. П. Кривенко, В. И. Богнибовым и П. А. Балькиным. Поэтому мы ограничимся лишь их краткой характеристикой, исходя главным образом из личного опыта изучения таких массивов.

Интрузивы когтахского комплекса, сложенные исключительно породами первой фазы, довольно часто встречаются в пределах Батеневской зоны. Они имеют, как правило, небольшие размеры, штоко- или дайкообразную форму. Их площадь варьирует от 2—3 кв. км до нескольких десятков квадратных километров, размеры в поперечнике — от 1—2 км до 10 км с лишним. Большие размеры имеют некоторые дайкообразные тела. Они могут достигать в длину 9—12 км при ширине 0,5—1 км (Малосырский массив на правобережье р. Камышта и описанный

А. П. Кривенко Сартыгойский массив на правом берегу р. Уйбат). Залегают габбровые массивы среди карбонатных и вулканогенных пород рифея и кембрия. Реликты габбровых массивов, кроме того, часто встречаются в полях развития раннепалеозойских гранитоидов. Размеры таких реликтов колеблются от крупных ксенолитов до тел, имеющих площадь в несколько квадратных километров. Габбро в них, как правило, изменены.

Породы габбровых интрузивов имеют массивную, трахитоидную или полосчатую текстуру. По составу они чаще всего отвечают габбро, нередко с весьма основным плагиоклазом, кое-где эвкритам, габбродиоритам, диоритам, габброноритам, полевошпатовым верлитам. Габбро в подавляющем большинстве случаев принадлежат к авгит-амфиболовым и амфибол-авгитовым разностям. Менее широко распространены амфиболовые, авгитовые, оливин-амфибол-авгитовые и оливин-авгитовые типы. В габбро некоторых массивов встречаются биотит, очень редко — кварц и калишпат, но появление этих минералов по крайней мере в части пород связано с воздействием на габбро более поздних батолитовых гранитов.

Такие же по сочетанию темноцветных минералов, кроме оливин-содержащих, типы пород обнаруживаются среди габбродиоритов и диоритов. Они отличаются от габбро в основном составом плагиоклаза. Среди эвкритов преобладают авгитовые и оливин-авгитовые разности.

Приведем в качестве примера состав некоторых габбровых массивов первой фазы когтахского комплекса (рис. 6—9).

Малосырский массив приблизительно на 80% сложен габбро [Довгаль, 1968] (см. рис. 6,7). Остальное составляют оливин-пироксеновые и оливин-амфибол-пироксеновые эвкриты и кое-где плагиоклазовые верлиты. Те и другие биотитсодержащие. Среди габбро преобладают авгит-амфиболовые и амфибол-авгитовые разности (около 40% пород массива). Менее часто встречаются авгитовые, амфиболовые, оливин-авгитовые и оливин-амфибол-авгитовые типы. Габбро характеризуются высокой основностью плагиоклаза (№ 60—90) и почти постоянным присутствием биотита. Появление биотита в габбро, видимо, в значительной степени связано с воздействием на эти породы раннепалеозойских гранитоидов Сырского батолита, в поле которых располагается Малосырский интрузив и под воздействием которых он довольно сильно изменен.

Габбровый массив в правом берегу р. Ужунжул в 5—8 км выше ее устья (см. рис. 6, 7). Этот массив представляет собой небольшой шток площадью около 4 кв. км, залегающий среди карбонатных пород рифея. Сложен главным образом умеренноосновными (с плагиоклазом № 50—80) амфиболовыми габбро (около 60% пород массива). Менее распространены пироксен-амфиболовые, амфибол-пироксеновые и пироксеновые габбро. Изредка встречаются габбронориты.

Габбровые массивы в бассейне верхнего течения р. Теренсу (см. рис. 6,9). Они располагаются в зоне северо-западного контакта Уйбатского гранитоидного батолита, сильно изменены этими гранитоидами и частью уничтожены ими. От переработки гранитоидами сохранились лишь отдельные фрагменты массивов площадью от десятков и сотен квадратных метров до нескольких квадратных километров, но и они несут обычно следы влияния гранитов. Габбро здесь представлены авгит-амфиболовыми, реже оливин-авгит-амфиболовыми и амфиболовыми типами. Иногда, вследствие понижения основности плагиоклаза, они переходят в габбродиориты и диориты, но не исключено, что появление этих пород является результатом воздействия гранитов, так как такое воздействие на габбро в первую очередь сводится к понижению в них основности плагиоклаза.

Обрывки габбровых массивов первой фазы когтахского комплекса встречаются и в других контактах Уйбатского плутона, а также в его внутренних частях. В них точно так же преобладают авгит-амфиболовые

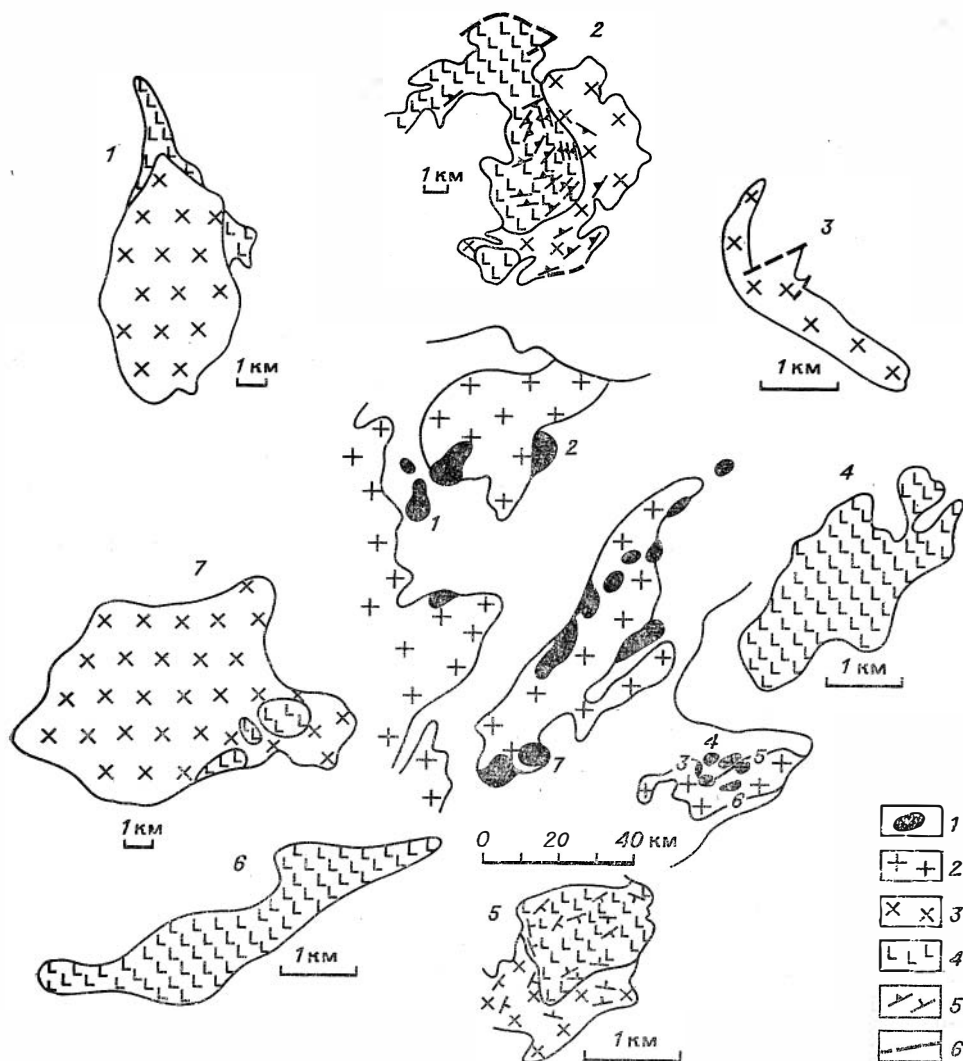


Рис. 6. Схема геологического строения массивов когтахского комплекса (по С. Л. Халфину [1965], В. Н. Довгалю [1968], А. П. Кривенко, Г. В. Полякову [1973], А. П. Кривенко и др. [1979], П. А. Балыкину [1977]).

1 — массивы когтахского комплекса; 2 — раннепалеозойские гранитоиды; 3 — диоритомонзониты, биотит-пироксеновые, дупироксеновые и другие диориты второй фазы комплекса; 4 — габбро, габбродиориты, диориты первой фазы комплекса; 5 — элементы залегания расслоенности и трахитоидности; 6 — дизъюнктивные нарушения.

Массивы: 1 — Балахчинский, 2 — Когтахский, 3 — Ужункульский, 4 — правобережья р. Ужунжул, 5 — Каратагский, 6 — Малосырский, 7 — Частайгинский.

и амфибол-авгитовые габбро часто с биотитом и кое-где с кварцем. Отмечаются чисто пироксеновые и чисто амфиболовые разновидности. Нередки габбродиориты и диориты.

Из других массивов, сложенных исключительно породами первой фазы когтахского комплекса, следует упомянуть описанный А. П. Кривенко Сартыгойский массив. Он более чем на 90% состоит из пироксен-амфиболовых и амфибол-пироксеновых габбро с плагиоклазом до № 80. Остальное составляют оливин-амфибол-пироксеновые габбро.

Вторая группа массивов когтахского комплекса, состоящих только из пород его второй фазы, представлена менее широко, чем первая. Эти массивы, как и массивы первой группы, образуют штоко- и дайкообразные тела площадью от долей до нескольких десятков квадратных километров.

Они частью залегают среди осадочных и вулканических пород рифея и кембрия, частью же наблюдаются в виде останцов и ксенолитов в полях развития раннепалеозойских гранитоидов.

Сложны массивы упомянутыми выше диоритомонцонитами, биотит-авгитовыми и биотит-двупироксеновыми безоливиновыми и оливиновыми диоритами, редко габбро, биотит-пироксеновыми андезиновыми габбро, олигоклазовыми диоритами и др. Породы имеют средне- или крупнозернистую структуру, массивную или трахитоидную текстуру.

Примером массивов второй группы может служить хорошо известный авторам Ужунжувский интрузив около пос. Ужунжул в районе оз. Булан-Куль [Довгаль В. Н., 1968]. Он, судя по всему, представляет собой пологолежащее пластовое тело длиной более 2 км и шириной 250—300 м. В лежащем боку оно сложено оливин-биотит-титанавгитовыми диоритами и андезиновыми габбро, висячем — оливин-биотит-пироксеновыми и оливин-гастингсит-биотит-пироксеновыми олигоклазовыми диоритами. В андезиновых габбро местами в незначительном количестве встречается разложенный нефелин.

В 1 км восточнее Ужунжувского массива, на южном склоне горы Пистаг, известно еще одно небольшое штокообразное тело (площадь 0,2—0,3 кв. км) авгит-биотитовых диоритов с плагиоклазом № 25—48. Оно сетется дайками крупнозернистых пертит-антипертитовых щелочных сиенитов.

Биотит-двупироксеновые габбро (с плагиоклазом № 50—65) и диориты (плагиоклаз № 40—50) слагают небольшое линейно-вытянутое тело в устье лога Кискачи на левобережье р. Уйбат. Размеры тела 2×0,3 км. Целый ряд массивов биотит-авгитовых и биотит-двупироксеновых диоритов и диоритомонцонитов описывают в своих работах Г. В. Поляков, А. П. Кривенко, В. И. Богнибов и П. А. Балыкин (Солгонский, Базановский и др.).

Останцы и крупные ксенолиты пород второй фазы когтахского комплекса часто встречаются также в полях развития раннепалеозойских гранитоидов. Правда, с обнаружением этих останцов и ксенолитов дело обстоит сложнее, чем с обнаружением остатков массивов первой фазы комплекса. Связано это с тем, что породы, напоминающие по составу диориты и диоритомонцониты второй фазы комплекса, имеются и в составе раннепалеозойской формации гранитоидных баголитоидов и отличить их от диоритов и диоритомонцонитов при обычных методах исследования не всегда представляется возможным. Подробнее на этом вопросе мы остановимся ниже.

Наконец, третий тип массивов когтахского комплекса, в которых совмещены породы первой и второй фаз. Эти массивы встречаются менее часто, чем интрузивы двух первых типов, но тем не менее и они не представляют собой редкости. Массивы имеют, как правило, изометричные или близкие к изометричным очертания, размеры их варьируют от нескольких до 60 кв. км. Породы первой и второй фаз в массивах структурно сопряжены друг с другом, часто обладая общим планом внутренних структур и общими морфологическими особенностями слагаемых ими тел. Примерами массивов третьего типа могут служить Каратагский интрузив на правобережье р. Камышта, описанные П. А. Балыкиным [1977а, б] Балахчинский и Частайгинский интрузивы, Когтахский массив и др.

В Каратагском массиве (см. рис. 6, 7), по данным Г. В. Полякова и др. [1973] и нашим наблюдениям, породы первой фазы представлены в основном амфиболовыми и авгит-амфиболовыми габбро и диоритами при подчиненном развитии амфибол-авгитовых и оливин-амфибол-авгитовых разностей. Часть габбро и диоритов содержит биотит. Породы первой фазы слагают изометричное тело в северной части массива, имеющие в поперечнике 0,9—1,4 км. Породы второй фазы оконтуривают это тело с юга

в виде полосы шириной 0,4—0,9 км. Представлена вторая фаза биотит-пироксеновыми диоритами и диоритомонцонитами.

В Балахчинском массиве, который представляет собой вытянутое эллипсоидальное тело площадью 40 кв. км с элементами внутреннего воронкообразного строения, первая фаза развита весьма ограниченно. На долю пород первой фазы приходится менее 10% площади массива. Относятся эти породы к биотитсодержащим амфиболовым габбродиоритам и диоритам, иногда содержащим в незначительном количестве клинопироксен и совсем редко — ортопироксен, калишпат и кварц. Вторая фаза в Балахчинском интрузиве представлена биотит-двупироксеновыми диоритомонцонитами и, в меньшей мере, биотит-двупироксеновыми диоритами.

В Частайгинском массиве, который близок к Балахчинскому интрузиву по размерам, форме и внутреннему строению, к продуктам первой фазы принадлежат авгит-роговообманковые и роговообманковые габбро, местами переходящие в меланократовые амфиболовые габбро и горнблендиты. Породы первой фазы занимают 10% площади массива. Ко второй фазе Частайгинского массива относятся оливин-биотит-авгитовые диориты и андезиновые габбро (меланодиориты). В части диоритов содержатся калишпат и немного нефелина. Нефелиновые разности диоритов именуется эссекситодиоритами и нефелиновыми диоритами.

Несколько особняком по отношению к описанным выше двухфазным интрузивам когтахского комплекса стоит по особенностям состава пород первой фазы сам Когтахский массив [Халфин С. Л., 1965]. Этот массив, как известно, представляет собой изометричное в плане тело, площадью свыше 50 кв. км, с элементами концентрически-зонального строения. В породах массива хорошо проявлены директивные текстуры, по которым отстраивается внутренняя воронкообразная структура интрузива. Породы первой фазы интрузива занимают его западную и центральную части. Они представлены авгитовыми и существенно авгитовыми габбро с весьма основным плагиоклазом (№ 75—90). По нашим наблюдениям, среди габбро устанавливаются авгитовые (40—50% объема габбро), биотит-авгитовые (15—20%), амфибол-авгитовые (около 10%), оливин-авгитовые, биотит-амфибол-авгитовые, биотит-амфибол-оливин-авгитовые и амфиболовые разности. Количество амфиболовых габбро, видимо, не превосходит 5—6%.

Ко второй фазе когтахского интрузива принадлежат оливин-биотит-авгитовые и биотит-авгитовые диоритомонциты. Очень редко они переходят в диориты.

Немного об особенностях состава пород когтахского комплекса. Амфиболовые, авгит-амфиболовые, амфибол-авгитовые и авгитовые габбро, габбродиориты и диориты первой фазы комплекса относятся к весьма распространенному петрографическому типу пород, который широко распространён как среди додевонских интрузивных образований Кузнецкого Алатау, так и среди собственно геосинклинальных — орогенных базитовых ассоциаций других складчатых областей. Их характерной особенностью является сочетание плагиоклаза (от андезина и выше), маложелезистого авгита или близкого к нему салита ($+2V = 53 - 59^\circ$; $N_g = 1,707 - 1,721$; $N_p = 1,681 - 1,696$) и во всех случаях сходной по своим оптическим свойствам обыкновенной роговой обманки ($\angle cNg = 12 - 20^\circ$; $-2V = 56 - 73^\circ$; $N_g = 1,686 - 1,701$; $N_p = 1,660 - 1,678$), окрашенной в бурые или зеленые тона.

В целом по комплексу среди габбро, габбродиоритов и диоритов первой фазы преобладают амфибол-авгитовые и авгит-амфиболовые (при приблизительно равном количественном соотношении тех и других пород) разности. На долю их приходится 65—79% (120 случаев из 162) объема пород первой фазы. Чисто амфиболовые разности составляют 11—24% (26 случаев из 162), чисто пироксеновые, включая габбро Когтаха, 6—

Средний химический состав пород когтахского комплекса

Оксиды, характеристики	1 (n=39)		2 (n=26)		3 (n=45)	
	\bar{X}	s	\bar{X}	s	\bar{X}	s
SiO ₂	45,30	2,98	43,41	2,79	54,24	2,57
TiO ₂	1,60	0,62	1,55	0,40	1,13	0,23
Al ₂ O ₃	17,44	2,51	14,41	2,05	18,39	1,55
Fe ₂ O ₃	5,27	2,18	5,44	1,36	1,78	0,64
FeO	6,21	1,48	7,27	1,45	5,78	0,73
ΣFeO	10,95	2,88	12,16	2,49	7,37	0,90
MnO	0,12	0,05	0,15	0,06	0,12	0,03
MgO	7,11	1,48	9,69	1,72	4,02	0,80
CaO	12,98	2,20	16,15	1,31	7,52	1,46
Na ₂ O	2,52	0,73	0,88	0,14	3,85	0,43
K ₂ O	0,85	0,47	0,48	0,32	2,71	0,69
P ₂ O ₅	0,59	0,62	0,57	0,49	0,46	0,19
a	6,9	2,08	2,6	0,69	12,6	1,44
c	8,5	2,37	8,3	1,64	6,3	1,79
b	30,6	5,10	39,0	2,94	17,3	2,60
b'	30,6	5,10	39,0	2,94	17,3	2,60
f'	35	6,94	30	6,37	42	5,25
m'	40	6,17	41	4,53	40	4,25
n	82,4	7,12	75,6	9,77	68	5,87
Q	-14,4	5,43	-13,2	4,21	-3,9	4,22
d	0,30	0,09	0,14	0,04	0,51	0,08
α	55,1	11,49	75,9	5,90	33,0	7,38
F	46,1	7,80	24,1	5,90	51,0	5,27

Примечание. 1 — габбро первой фазы комплекса (без горы Когтах); 2 — габбро горы Когтах; 3 — диоритомонциты, биотит-пироксеновые диориты и другие породы второй фазы.
Источники анализов: С. Л. Халфин [1965], В. Л. Хомичев [1975], П. А. Балыкин [1977], Г. В. Поляков и др. [1973], А. П. Кривенко и др. [1979].

16% (16 случаев из 162). Оливин встречен в 3—12% шлифов (в 10 из 162).

В отношении своего химического состава породы первой фазы когтахского комплекса подразделяются, так же как и по петрографическому признаку, на две группы. К первой из этих групп относятся габбро, габбродиориты и диориты всех массивов комплекса, исключая Когтах, ко второй — габбро Когтахского массива (табл. 4). Породы первой группы принадлежат к классу меланократовых умереннощелочных высоконатровых образований, породы второй группы — к классу меланократовых низкощелочных натровых пород. Меланократовость пород второй группы более высокая, чем пород первой группы (есть отличие по *t*-критерию).

Породы второй фазы когтахского комплекса содержат диориты и диоритомонциты приблизительно в равных соотношениях. В выборке из 190 шлифов, составленной из пород Когтахского, Ужунжувского, Кискачинского, Частайгинского и Балахчинского массивов (данные по двум последним массивам взяты у П. А. Балыкина), на долю диоритов приходится 45—60% шлифов (100 пл.), на долю диоритомонцитов — 40—54% (90 пл.). Оливиновые разности диоритов и диоритомонцитов составляют в выборке 31—45% (71 пл.), двупироксеновые — 42—56% (94 пл.), кварцсодержащие — 35—50% (80 пл.). В породах довольно часто (в 43—57%, 93 пл.) в незначительных количествах встречается ошелоченная роговая обманка. Иногда отмечается нефелин. Этот минерал зафиксирован в диоритах Ужунжувского и Частайгинского интрузивов.

Содержание клинопироксена (авгит, редко — титанавгит) в диоритах и диоритомонцонитах варьирует от первых процентов до 20%, иногда до 40% с лишним. Содержание биотита обычно не превосходит 10% (местами до 20% и более). Количество оливина и ортопироксена чаще всего исчисляется первыми процентами, но в отдельных случаях может превосходить 10%. Содержание кварца, как правило, не более 4—5%. Так же, как и кварц, ведет себя амфибол, но есть разности диоритов, в которых количество этого минерала повышается до 15—20%. Содержание нефелина, по видимому, не превосходит 8—10%. Количество калишпата в диоритомонцонитах достигает 20—45%.

Сведения о составе минералов в диоритах и диоритомонцонитах когтахского комплекса можно найти в работах Г. В. Полякова, А. П. Кривенко, В. И. Богникова и П. А. Балыкина [Кривенко А. П. и др., 1979; Балыкин П. А., 1977б; и др.].

По химическому составу диориты и диоритомонциты занимают промежуточное положение между щелочноземельными диоритами и монцонитами (см. табл. 4). Их следует относить к умереннощелочным меландиоритоидам с умереннонатровым профилем щелочей.

Помимо габбро, диоритов и диоритомонцитов в массивах когтахского комплекса иногда встречаются в небольшом количестве однополевошпатовые пертит-антипертитовые щелочные сиениты. Некоторые из этих сиенитов раньше включали в когтахский комплекс, но в последние годы от такого включения отказались, относя сиениты к образованиям более молодым, чем когтахский комплекс.

Действительно, как сейчас установлено, пертит-антипертитовые щелочные сиениты на восточном склоне Кузнецкого Алатау сосредоточены в составе двух более молодых, чем когтахский комплекс, интрузивных ассоциаций — в раннепалеозойской формации гранитоидных батолитов и в гранит-сиенит-граносиенитовом комплексе девона. Нередкое пространственное совмещение этих сиенитов с раннепалеозойскими габбро, иногда развитие их по габбро как метасоматических образований, и приводит к имитации сиенит-габбровых ассоциаций.

Особенно часто такая имитация имеет место при совмещении с когтахским габбро щелочных сиенитов раннепалеозойской формации гранитоидных батолитов. Однако при детальном картировании в существе этого совмещения удастся разобраться почти всегда. Но есть случаи, когда решить вопрос о природе сиенитов в массивах когтахского комплекса трудно. В качестве примера можно привести сиениты, которые образуют мелкие дайки в упомянутом выше небольшом штоке авгит-биотитовых диоритов на южном склоне горы Пистаг (см. рис. 7). Шток этот залегает целиком среди карбонатных пород, ближайшие гранитоиды расположены от него на удалении 400—500 м. Сиениты располагаются только в пределах штока и не выходят за его контуры. Представлены сиениты бескварцевыми и кварцсодержащими антипертитовыми разностями с нацело разложенным темноцветным минералом. Последний, судя по форме псевдоморфоз, относился к роговой обманке или пироксену.

Другой аналогичный пример касается тоже небольшого габбрового интрузива, расположенного в правом борту долины р. Ужунжул (см. рис. 7). Этот интрузив находится менее чем в 1 км восточнее описанного ранее габбрового массива по р. Ужунжул и является, вероятно, его апофизом. Залегает среди карбонатных пород рифея на удалении 1—1,5 км от ближайшего гранитоидного плутона. Интрузив хорошо обнажен по одному из логов, прослеживаясь вдоль него на расстоянии 100—120 м.

Сложен он амфиболовыми и авгит-амфиболовыми габбро, которые в северо-западной части массива секутся густой сетью сиенитовых жил мощностью от нескольких миллиметров до 20—30 см. Сиениты относятся к кварцсодержащим салитовым разновидностям с антипертит-пертитовым

полевым шпатом. Габбро интрузива участками подвергается слабой сиенитизации и рвутся несколькими дайками гранит-аплитов.

Конечно, в обоих этих случаях появление сиенитов в массивах когтахского комплекса можно связывать с воздействием раннепалеозойских гранитоидов. Однако строго такая связь не доказывается, и это обстоятельство, с нашей точки зрения, оставляет открытым вопрос о возможном присутствии в когтахском комплексе сиенитов. В пользу такого присутствия, между прочим, говорит и наличие очень близких по составу к щелочным сиенитам пород среди продуктов второй фазы когтахского комплекса. Нам такие породы известны по Ужунжувльскому массиву, где к ним относятся олигоклазовые диориты его висячего бока. По набору и содержанию (30—35%) темноцветных минералов они близки к диоритам второй фазы комплекса. По составу же и характеру полевого шпата эти породы очень напоминают щелочные сиениты. В диоритах второй фазы комплекса полевой шпат (андезин) образует идиоморфные резко очерченные призматические кристаллы с хорошо выраженным двойникованием. В олигоклазовых же диоритах Ужунжувльского массива плагиоклаз представлен широкопластинчатыми часто изометричными зернами с очень неровными ограничениями. Он в большинстве случаев лишен двойников и всегда несет в себе немногочисленные тонкие жиловидные вроски калишпата. Такой же полевой шпат, но с более высоким содержанием калиевого компонента и более низким содержанием анортита, свойствен для пертит-антипертитовых щелочных сиенитов.

Раннепалеозойская формация гранитоидных батолитов (улень-туимский комплекс)

В Батеневской зоне восточного склона Кузнецкого Алатау раннепалеозойская формация гранитоидных батолитов представлена четырьмя крупными плутонами и рядом более мелких массивов. К числу крупных плутонов относятся Сырский (Саксырский) (320 кв. км), Уйбатский (1500 кв. км), Белоюсско-Туимский (900 кв. км) и Тигертышский (3400 кв. км) батолиты. Последний выходит в Батеневскую зону лишь своей восточной половиной.

Изучением этих плутонов занимались многие исследователи, и сведения по ним содержатся в большом количестве печатных и рукописных работ. К числу печатных работ относятся большая монография Ю. А. Кузнецова, В. И. Богнибова, А. Н. Дистановой и Е. С. Сергеевой [Раннепалеозойская..., 1971], статьи М. П. Кортусова [1956], Д. И. Мусатова [1961], Ю. Ф. Погони-Стефановича и В. Г. Переломовой [1961], Ю. Ф. Погони-Стефановича и А. В. Печерского [1962], В. Л. Хомичева [1972, 1975], В. Н. Довгаля, В. И. Богнибова, В. А. Широких [1973, 1975], Е. С. Сергеевой [1975], Е. С. Единцева [1975] и др.

Сырский, Уйбатский, Белоюсско-Туимский и Тигертышский плутоны представляют собой однотипные образования, наиболее характерными особенностями которых, пожалуй, являются их повышенный щелочной фон, неоднородность состава, связанная со значительной ролью в формировании этих плутонов процессов метасоматического преобразования и магматического замещения вмещающих толщ, и грубо двухфазное строение. Породы ранней фазы представлены в них главным образом сиенито-диоритами и двуполевошпатовыми сиенитами, в меньшей мере — гранодиоритами, граносиенитами, кварцевыми и бескварцевыми диоритами, монцонитами и некоторыми другими образованиями. Породы второй фазы представлены гранитами, варьирующими по составу от щелочных гранитов до плагиогранитов, а по структуре — от аплитов до крупнозернистых и порфировидных гранитов. Граниты образуют дайки и штоки. Дайки

имеют мощность от нескольких сантиметров до десятков и, кое-где, сотен метров; размеры штоков в поперечнике исчисляются от десятков метров до нескольких километров. По площади распространения граниты, в целом по четырем плутонам, уступают породам первой фазы, однако в некоторых случаях они преобладают над ними. В Тигертышском плутоне, например, граниты, по данным А. Н. Дистановой, составляют около 60—65% его площади [Раннепалеозойская..., 1971]. Общая территория, занимаемая гранитами в раннепалеозойских батолитах Батеневской зоны, составляет ориентировочно 30—40% суммарной площади батолитов.

В раннепалеозойских гранитоидных батолитах Батеневской зоны нередко встречаются также частично щелочные пертит-антипертитовые и изредка нефелиновые сиениты. Больших масс эти породы, правда, не образуют, и их роль в составе батолитов, в общем, невелика. Щелочным сиенитам свойственны четыре формы проявления. Во-первых, они образуют оторочки в контактах плутонов с карбонатными породами шириной от 10—20 см до 200—300 м. Во-вторых, они слагают дайки мощностью от долей до нескольких метров, которые секут породы батолитов главным образом в их эндоконтактных частях. Далее, щелочные сиениты образуют различные по своей конфигурации небольшие тела, развивающиеся как метасоматические образования по породам первой фазы плутонов и породам вмещающих толщ. И, наконец, сиениты наблюдаются иногда внутри плутонов в виде «пятен», связанных с окружающими породами взаимопереходами. Судя по формам проявления, образование щелочных сиенитов происходило частью в после- и позднемагматическую стадии становления батолитов, частью, возможно, раньше — в период формирования пород первой фазы. К сиенитам, синхронным породам первой фазы плутонов, могут принадлежать частично или полностью сиениты контактовых оторочек и сиениты, слагающие «пятна» внутри батолитов (четвертый морфологический тип).

Нефелиновые сиениты в рассматриваемых гранитоидных батолитах известны только в их эндо- и экзоконтактных частях. Они образуют вытянутые вдоль контакта линейные тела и пространственно связанные с этими телами дайки. Появление нефелиновых сиенитов связано в основном с послемагматическими процессами.

Подмечено, что в участках заметного ощелочения батолитов, где в составе пород первой фазы начинают превалировать двуполевошпатовые сиениты и лейкократовые сиенитодиориты, где в заметном количестве появляются щелочные и, тем более, нефелиновые сиениты, совсем или почти совсем исчезают граниты второй фазы. Это указывает на определенный антагонизм щелочных и нефелиновых сиенитов, с одной стороны, и гранитов — с другой, и позволяет рассматривать щелочные и нефелиновые сиениты заключительных стадий формирования плутонов как временные эквиваленты гранитов второй фазы.

Залегают раннепалеозойские гранитоидные батолиты Батеневской зоны главным образом среди карбонатных и в меньшей мере среди силикатных обломочных и вулканических пород рифея и кембрия. Довольно часто вмещающими образованиями являются породы когтахского комплекса. Силикатные породы в контактах, как правило, сильно изменены. Вулканиды подвергаются ороговиканию, часто с последующей диоритизацией роговиков. Нередко они превращаются в породы типа игольчатых диоритов, которые на более поздних стадиях изменения преобразуются в обычные диориты, кварцевые диориты, гранодиориты и сиенитодиориты [Раннепалеозойская..., 1971]. Габбро когтахского комплекса вначале амфиболизируются (актинолитизируются) и приобретают менее основной состав. Несколько позднее в них появляются калишпат, биотит, кварц и они преобразуются, в конце концов, в сиенитодиориты и двуполевошпатовые сиениты. Аналогичные изменения испытывают под воздействием гранитоидов и породы второй фазы когтахского комплекса.

Эта схема изменения пород когтахского комплекса выдерживается, однако, не всегда. В некоторых случаях, например, калишпат в ассоциации с биотитом и амфиболом возникает как один из наиболее ранних продуктов преобразования габбро и диоритов и затем увеличивается в своем количестве за счет уменьшения содержания плагиоклаза и темноцветных минералов. Или иногда на начальных стадиях изменения вместо актинолита развиваются биотит и авгит. Они целиком вытесняют роговую обманку и становятся в конечном счете единственными темноцветными силикатными минералами породы. Одновременно происходит некоторое уменьшение основности плагиоклаза, иногда появляется калишпат и габбро преобразуются в диориты и сиенитодиориты, внешне напоминающие собой биотит-авгитовые диориты и диоритомонцониты второй фазы когтахского комплекса. Возникновение в процессе изменения габбро биотита и авгита вместо актинолита, по-видимому, связано с более высокотемпературным, чем при актинолитизации, характером процесса замещения и с более значительной ролью в нем калия.

Остановимся на характеристике отдельных раннепалеозойских гранитоидных батолитов Батеневской зоны.

Сырский батолит. Расположен в самой юго-восточной части зоны на право- и левобережье р. Камышта. На правобережье он детально изучался В. Н. Довгалем, В. И. Богнибовым, В. А. Широких [1973, 1975], на левобережье — Е. С. Сергеевой [1975]. В правобережной части исследована территория батолита, равная приблизительно 80 кв. км (рис. 7). Здесь батолит залегает преимущественно в карбонатных породах рифея, среди которых изредка встречаются, видимо, тоже рифейские, диабазовые и андезитовые порфириды. Карбонатные породы прорваны небольшими массивами габбро, диоритов и диоритомонцонитов когтахского комплекса. О некоторых из таких массивов — Малосырском, Каратагском, Ужунжуйском и других — речь шла в предыдущем разделе работы.

Сложен Сырский pluton главным образом бескварцевыми и кварцевыми сиенитодиоритами и двуполевошпатовыми сиенитами. Это сходные между собой образования, обладающие одинаковым минеральным составом и структурой. Отличаются они друг от друга лишь количественным соотношением минералов и основностью плагиоклаза. Провести четкую границу между ними невозможно. В поле они теснейшим образом перемежаются друг с другом. Сиенитодиориты и двуполевошпатовые сиениты сменяются местами граносиенитами, диоритами и гранодиоритами. Развита эти породы, однако, нешироко. Их распространение ограничивается небольшими участками.

Довольно обычными породами Сырского плутона являются пертит-антипертитовые щелочные сиениты. Встречаются они достаточно часто, хотя в количественном отношении резко уступают двуполевошпатовым сиенитам и сиенитодиоритам. Наблюдаются щелочные сиениты главным образом в контактах плутона с карбонатными породами в виде непротяженных оторочек шириной от десятков сантиметров до первых сотен метров. Между ними и двуполевошпатовыми сиенитами и сиенитодиоритами, как правило, наблюдаются взаимопереходы. Щелочные сиениты имеются также внутри плутона, где они образуют поля и «пятна», достигающие в поперечнике иной раз не менее 700—800 м. С окружающими породами они связаны постепенными переходами. Наконец, щелочные сиениты образуют дайки мощностью от 10—20 см до нескольких метров (редко — больше). Эти дайки обычно, но не всегда, сопутствуют щелочным сиенитам двух первых типов, рвут их и другие породы плутона, но отсутствуют в полях гранитов и граносиенитов. Жильные граниты секут дайки сиенитов.

Есть в Сырском плутоне нефелиновые породы (Буланкульское месторождение), подробно описанные в свое время О. И. Шохиной [1961] и другими авторами [Лучицкий И. В., 1959; Андреева Е. Д., 1968; Стан-



Рис. 7. Схема геологического строения Сырского плутона западнее р. Камышта [Довгаль В. Н. и др., 1975].

1 — четвертичные отложения; 2 — вулканические породы раннего девона; 3 — осадочные породы раннего девона с дресвой и галькой пород Сырского плутона; 4 — поля сплошного или преимущественного развития гранитов; 5 — щелочные сиениты; 6 — нефелиновые сиениты, нефелиновые сиенитодiorиты, эссекситы; 7 — двуполовошатовые сиениты, сиенитодiorиты, кое-где диориты и граносиениты; 8 — магнезиальные скарны и кальцифиры; 9 — пункты обнаружения известковых скарнов; 10 — породы когтахского комплекса; 11 — карбонатные породы рифея; 12 — вулканические породы рифея (?); 13 — элементы залегания; 14 — тектонические нарушения; 15 — геологические границы (а — прослеженные, б — предполагаемые).

Массивы когтахского комплекса, показанные на карте: 1 — правобережья р. Ужунжул, 2 — Ужунжульский, 3 — южного склона горы Пистаг, 4, 5 — северного экзоконтакта Сырского плутона, 6 — Каратагский, 7 — Малосырский, 8 — Буланкульское нефелиновое месторождение.

кевич Е. К., 1962]. Эти породы протягиваются в виде полосы длиной 3 км и шириной до 0,5 км вдоль одного из участков северо-восточного контакта плутона с карбонатными породами и представлены нефелиновыми сиенито-диоритами, сиенитами, эссекситами, среди которых встречаются «пятна» и блоки когтахских габбро и диоритов размером от нескольких метров до нескольких десятков метров (см. рис. 11).

Наконец, заметную роль в Сырском плутоне играют граниты. Они слагают тела размером от долей до 12 кв. км и занимают на правобережье р. Камышта 14—18% площади плутона. Взаимоотношения гранитов с сиенитоидиоритами и двуполевошпатовыми сиенитами кое-где не совсем ясны, местами же вполне надежно устанавливается, что граниты рвут эти породы. Широко распространены также дайки гранитового и граносиенитового состава. В участках значительного ошелочения пород массива, например с приближением к Буланкульскому месторождению нефелиновых пород, граниты исчезают.

Такой же состав, судя по описаниям Е. С. Сергеевой [1975] и нашим наблюдениям, имеет Сырский плутон и на левобережье р. Камышта. Здесь только более широко развиты граниты второй фазы. Судя по карте Е. С. Сергеевой, они слагают более 50% площади массива.

В поле развития пород Сырского плутона постоянно встречаются ксенолиты и останцы пород когтахского комплекса. Они испытывают амфиболитизацию, поокисление и другие изменения в соответствии с наиболее распространенной схемой преобразования этих пород при гранитизации, речь о которой шла выше. Так же ведут себя породы когтахского комплекса и в экзоконтактной зоне Сырского плутона. Но здесь в них иногда обнаруживаются изменения и иного рода.

Так, в северном контакте плутона, в левом борту одного из логов, протягивающегося от района оз. Булан-Куль до долины Камышты, расположен довольно крупный массив пород когтахского комплекса длиной около 5 и шириной около 1,5 км. Массив этот, по крайней мере в западной части, сложен авгит-амфиболовыми габбро. Габбро сильно изменены и инъецированы жилкообразными телами щелочных сиенитов мощностью от 1—3 см до 5 м с лишним, имеющими в целом субширотное простирание, приблизительно параллельное контакту плутона.

Наибольшие изменения в габбро фиксируются около тел сиенитов, наименьшие — на удалении от них. Это очень хорошо видно в обнажениях, так как измененные породы приобретают розоватые тона окраски, интенсивность которой возрастает с приближением к сиенитам. Изменения на первых порах сводятся к слабому понижению основности плагиоклаза, к замещению роговой обманки биотитом и к некоторому увеличению содержания авгита, вероятно тоже за счет замещения им роговой обманки. Образуются, таким образом, биотит-авгитовые диориты. Затем происходит дальнейшее понижение основности плагиоклаза до олигоклаза, сокращение количества темноцветных минералов, иногда появление немногочисленных зерен кварца и калишпата. Кристаллы плагиоклаза по мере его поокисления увеличиваются в размерах, приобретают широкотаблитчатые очертания и неровные ограничения. В них обособляются тонкие жилки калишпата. Породы с кислым олигоклазом иногда содержат такие жилки в большом количестве. Эти породы по составу и структуре очень напоминают собой щелочные сиениты и кое-где переходят в них. Жилкообразные же тела щелочных сиенитов почти всегда являются по отношению к измененным габбро секущими телами. Местами появлению сиенитовых тел предшествует преобразование биотит-авгитовых диоритов в мелкозернистые роговиковоподобные олигоклазовые и олигоклаз-салиитовые породы, которые затем постепенно преобразуются в пертит-антипертитовые сиениты. Этот процесс начинается с образования в олигоклазовых породах отдельных разрозненных зерен пертитового или антипертитового калинатрового полевого шпата. Зерна со временем увеличиваются в числе и раз-

мерах, сливаются друг с другом, что и приводит к образованию сиенитов. Последние представляют собой крупно- или среднезернистые породы, содержащие в качестве темноцветных минералов роговую обманку или биотит. В них нередко отмечается кварц в количестве до 3—5%. Обращают на себя внимание многочисленные зерна сфена.

На других участках изменение биотит-пироксеновых диоритов идет не в сторону неуклонного понижения основности плагиоклаза до олигоклаза и постепенного приближения пород по составу к сиенитам, а к появлению в них почти сразу же калинатрового псевдошпата и к превращению их в сиенитодиориты.

В отличие от силикатных пород широко развитые в контактах с Сырским плутоном карбонатные породы изменены чрезвычайно слабо. Эти изменения явились в свое время предметом специальных исследований, и данные по ним опубликованы в отдельной статье [Довгаль В. Н. и др., 1975]. Исследования проводились на территории, показанной на рис. 7.

На этой территории в контактах с Сырским плутоном чаще всего встречаются известковые доломиты и доломитовые известняки. Менее распространены чистые доломиты и известняки. Карбонатные породы в контактах всегда перекристаллизуются. В 42—76% случаев (в 21 из 35) в них наблюдаются качественные минеральные изменения. Эти изменения сводятся к появлению в известняках кварца, мелилита, волластонита, диопсида, салита, в одном случае — флогопита и альбита. В доломитах возникают кварц, мелилит, в породах промежуточного состава между известняками и доломитами — серпентин, мелилит, брусит, монтчеллит, форстерит, салит, кварц, флогопит.

В большинстве контактово-измененных пород (в 14 случаях из 21, или 43—82%) количество новообразованных минералов исчисляется от долей до 3—5%. В четырех случаях из 21 (5—42%) содержание новообразованных минералов более 5, но не выше 50%, в трех случаях (3—36%) их количество превосходит 50%. Таким образом, можно говорить о незначительном в целом изменении карбонатных пород на контактах с Сырским плутоном. Неизмененные и слабоизмененные карбонатные породы составляют здесь 63—91% (28 случаев из 35).

Наиболее часто контактовые изменения имеют место в породах промежуточного состава между известняками и доломитами (в 18 случаях из 21; 63—97%). В чистых известняках они зафиксированы в 6 случаях из 17 (4—61%), в чистых доломитах — в 3 случаях из 10 (6—65%). В известняках и доломитах изменения могут быть квалифицированы как слабые (не более 3—5% новообразованных минералов). Лишь очень редко в контактах с известняками наблюдаются сплошные, до 10 см мощностью, оторочки, сложенные волластонитом с примесью диопсида.

Контактовые изменения в карбонатных породах прослеживаются на расстоянии максимум нескольких метров от контакта, очень редко до 10 м и более (иногда до 50 м).

В контактах карбонатных пород с Сырским плутоном иногда обнаруживаются магнезиальные скарны и кальцифиры. Они слагают тела, достигающие в поперечнике нескольких метров, изредка нескольких десятков метров. Встречаются они главным образом в юго-восточном контакте плутона, в районе Камыштинского железорудного месторождения [Кузнецов Ю. А., 1929]. Магнезиальные скарны и кальцифиры иногда приурочены к непосредственному контакту плутона, иногда же встречаются на некотором удалении от него. Сложены они клинопироксеном (фасцит, салит, диопсид), везувианом, шпинелью, мелилитом, серпентином, бруситом, флогопитом, кальцитом, форстеритом, тремолитом и др. Магнезиальные скарны развиваются, видимо, по доломитам.

Есть в контактах с Сырским плутоном и известковые, в основном пироксен-гранатовые, скарны.

С приближением к карбонатным контактам состав пород Сырского плутона испытывает определенные изменения. В таких контактах нередко отмечается возрастание щелочности сиенитодиоритов и двуполевошпатовых сиенитов с увеличением содержания в этих породах калинатрового полевого шпата и уменьшением содержания кварца и плагиоклаза при одновременном понижении основности последнего. В карбонатных контактах чаще, чем внутри плутона, встречаются щелочные сиениты. В контактах они зафиксированы в 30 точках из 60 (36—63%), тогда как внутри плутона — в 11 точках из 176 (3—12%).

Изредка в контактах Сырского плутона с карбонатными породами наблюдается повышение основности пород плутона до диоритов. Возникновение в контактах пород более основного состава, чем диориты, не отмечается, а если таковые иногда и фиксируются здесь, то в них угадываются останцы догранитных габбро когтахского комплекса. Впрочем, и некоторые диориты могут оказаться измененными догранитными габбро или останцами диоритов того же когтахского комплекса.

Уйбатский батолит. Несмотря на то, что этот батолит изучался многими геологами, сведений по нему в опубликованной литературе содержится не так уж и много. В настоящее время батолит подробно описан в его северо-восточной части — в районе Сорского рудника [Раннепалеозойская..., 1971], ст. Сон и оз. Дикого [Довгаль В. Н. и др., 1975]. На основании этих описаний, в первую очередь по району ст. Сон и оз. Дикого, как более хорошо знакомому авторам, и дается его дальнейшая характеристика. Кроме того, будут привлечены имеющиеся у авторов данные по составу и строению батолита в бассейне верхнего течения р. Теренсу (северо-западный контакт плутона).

Геологическое строение Уйбатского батолита в районе ст. Сон и оз. Дикого показано на рис. 8. Здесь представлено его самое северо-восточное окончание. Залегает Уйбатский плутон на этой территории главным образом среди известняков рифея — раннего кембрия. Направление простираения известняков в основном совпадает с простираением контактов плутона. Внутри плутона встречаются останцы пород когтахского комплекса, наиболее крупные из которых имеют площадь 4—5 кв. км. Сложены эти останцы преимущественно авгит-амфиболовыми, амфиболовыми и авгитовыми габбро и диоритами первой фазы комплекса. В останцах отмечаются также породы второй фазы комплекса — биотит-пироксеновые, биотит-двупироксеновые и оливин-биотит-пироксеновые диориты и габбродиориты. Габбро и диориты останцев, как правило, сильно изменены. Изменения сводятся в основном к актинолитизации, уменьшению основности пород, к появлению в них биотита, калишпата, кварца. Менее часто наблюдаются случаи развития в габбро и диоритах первой фазы биотита и авгита в ассоциации со средним или кислым плагиоклазом, иногда калишпатом и кварцем.

Сложен Уйбатский плутон в своей северо-восточной части главным образом сиенитодиоритами и двуполевошпатовыми сиенитами, которые изредка сменяются граносиенитами или, вблизи останцов и ксенолитов когтахского габбро, гранодиоритами и диоритами.

В контактах с карбонатными породами сиенитодиориты и двуполевошпатовые сиениты местами сменяются пертит-антипертитовыми щелочными сиенитами, которые образуют оторочки шириной от нескольких до 700—750 м. Такие сиениты обнаружены на одном из хорошо обнаженных участков северного контакта плутона. В других частях контакта сиениты не устанавливаются или вопрос об их присутствии не может быть решен в силу плохой обнаженности. Вообще, надо сказать, что контакты Уйбатского плутона вскрыты несравненно хуже, чем Сырского, поэтому и изучены они менее детально.

В некоторых участках контакта Уйбатского плутона с карбонатными породами щелочные сиениты наблюдаются не в виде упомянутых выше

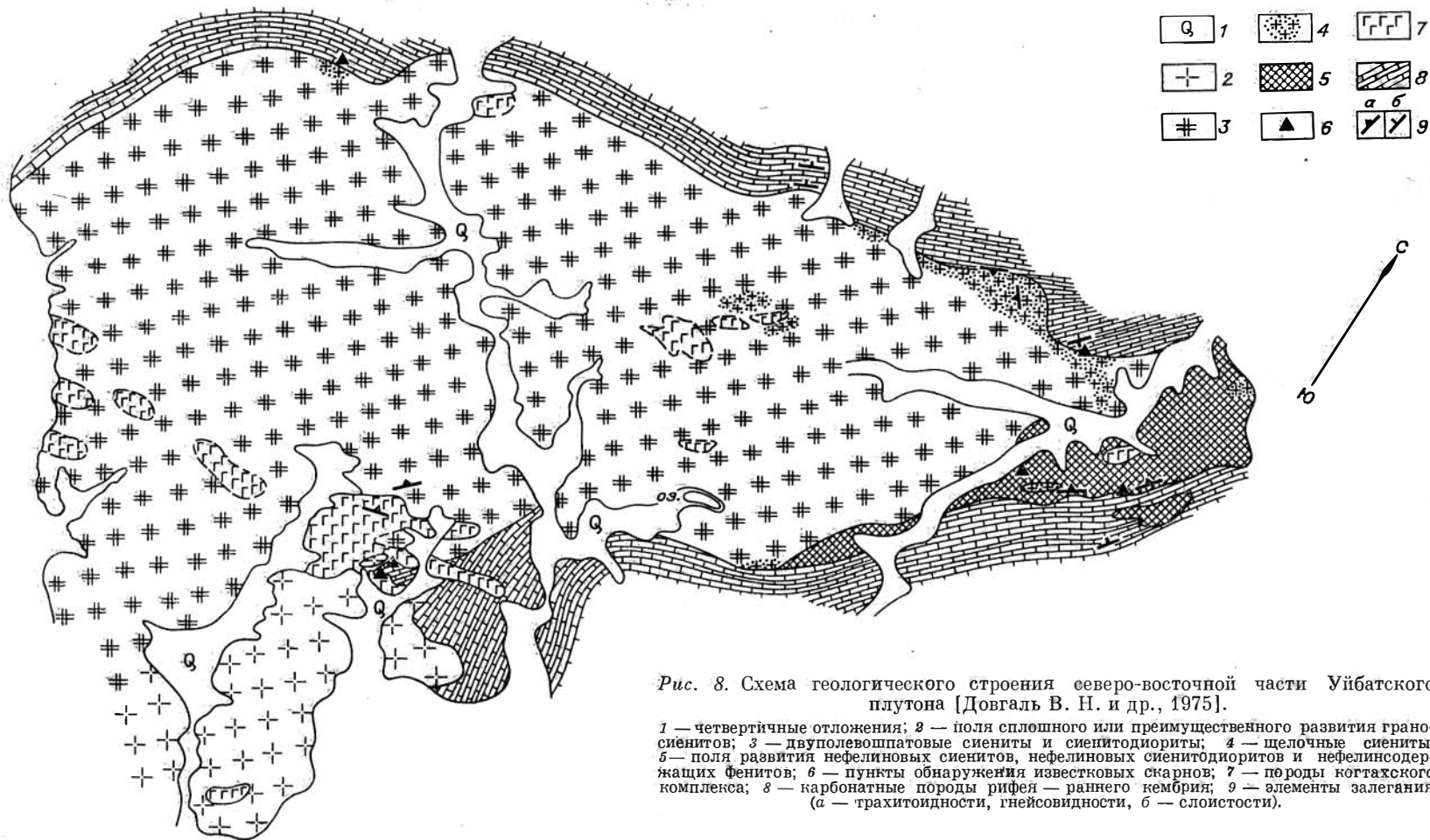


Рис. 8. Схема геологического строения северо-восточной части Уйбатского плутона [Довгаль В. Н. и др., 1975].

1 — четвертичные отложения; 2 — поля сплошного или преимущественного развития граносиенитов; 3 — двуполевошпатовые сиениты и сиенитодиориты; 4 — щелочные сиениты; 5 — поля развития нефелиновых сиенитов, нефелиновых сиенитодиоритов и нефелинсодержащих фенитов; 6 — пункты обнаружения известковых скарнов; 7 — породы котакского комплекса; 8 — карбонатные породы рифея — раннего кембрия; 9 — элементы залегания (а — трахитоидности, гнейсовидности, б — слоистости).

оторочек, а слагают дайки мощностью 1—20 см, которые секут, иногда в виде густой сети, сиенитодиориты и двуполевошпатовые сиениты.

Щелочные сиениты кое-где отмечаются и внутри плутона, но это явление исключительное. Главная масса щелочных сиенитов совершенно отчетливо тяготеет к контактам с известняками и доломитами.

В некоторых участках контакта Уйбатского плутона с карбонатными породами встречаются почти мономинеральные среднезернистые альбитовые и олигоклазовые породы, иногда прослеживающиеся вдоль контакта на расстоянии до 500 м. Они образовывались раньше щелочных сиенитов, которые кое-где развиваются по таким альбитовым породам. Между прочим, аналогичные альбитовые и олигоклазовые породы изредка обнаруживаются и в карбонатных контактах Сырского батолита.

В тесной связи со щелочными сиенитами в северо-восточной части Уйбатского плутона появляются нефелиновые породы. Они приурочены к контакту плутона с известняками (район бывшего поселка Тырданов улус) и вытянуты вдоль него в виде полосы длиной 12 км и шириной до 2 км с лишним. По данным В. И. Богпибова [1979], в составе этой полосы, имеющей весьма пестрый состав, помимо нефелиновых пород отмечаются пертит-антипертитовые и двуполевошпатовые сиениты, сиенитодиориты, габбро когтахского комплекса (см. рис. 12). Нефелиновые породы представлены нефелиновыми сиенитами, сиенитодиоритами, диоритами и некоторыми другими породами, а также нефелинсодержащими фенитами, которые развиваются как послемагматические образования по сиенитодиоритам, двуполевошпатовым сиенитам и габбро.

В северо-восточной части Уйбатского плутона в значительном количестве присутствуют дайки и мелкие штоки лейкократовых гранитов и гранит-аплитов, которые секут все ранее перечисленные породы плутона, исключая, быть может, нефелиновые породы, взаимоотношения с которыми не ясны. Обращает на себя внимание, что эти дайки почти не встречаются в самом северо-восточном углу плутона, где широко развиты щелочные сиениты и нефелиновые породы, но количество их быстро увеличивается по мере движения на юго-запад. Подобный характер распределения даек гранитов в Уйбатском плутоне иллюстрирует тот пространственный антагонизм гранитов и сиенитов в раннепалеозойских гранитоидных батолитах Батеневской зоны, речь о котором шла выше.

Карбонатные породы, с которыми контактирует Уйбатский плутон в его северо-восточной части, представлены главным образом известняками. Они зафиксированы в 19 случаях из 23 (61—95%); в двух случаях встречены доломиты (1—27%) и еще в двух — породы промежуточного состава между доломитами и известняками.

Контактные изменения в карбонатных породах отмечены во всех 23 точках (85—100%). Продуктами этих изменений являются мелилит (окерманит), серпентин, кварц, флогопит, тремолит, салит. В доломитах имеет место только окварцевание. В 42—83% случаев (в 15 из 23) изменения могут быть квалифицированы как слабые, т. е. количество новообразованных минералов в породах весьма невелико — не более 2—3%. В трех случаях (2—33%) количество новообразованных минералов достигает 8—10%, в одном — 20—30%. Магнезиальные скарны и кальцифиры в контактах с Уйбатским плутоном не встречены. В четырех пунктах установлено присутствие известковых пироксен-гранатовых скарнов. Изменения в карбонатных породах фиксируются на расстоянии не более чем 50—60 м от контакта.

При движении на юго-запад от описанной территории, к окрестностям Сорска и южнее его, состав пород Уйбатского батолита остается практически тот же самый. Здесь, по описаниям Ю. А. Кузнецова и Е. С. Сергеевой [Раннепалеозойская..., 1971], в составе пород первой фазы плутона решительно преобладают кварцевые и бескварцевые двуполевошпатовые сиениты. Присутствуют также сиенитодиориты и в весьма ограничен-

ном количестве кварцевые диориты и гранодиориты. Широко развиты дайки и мелкие штоки лейкократовых гранитов и несколько более поздние дайки гранит-аплитов.

В восточной эндоконтактной зоне плутона Ю. А. Кузнецов и Е. С. Сергеева описывают большое поле пироксен-плагноклазовых (салит-олигоклазовых) пород, испытавших участками значительную калишпатизацию. Эти породы представляют собой метасоматические образования, развивающиеся по породам первой фазы плутона и габбро когтахского комплекса. В типичном выражении они имеют мелкозернистую структуру и сложены гранобластическим агрегатом олигоклаза или альбит-олигоклаза и переменным количеством зеленоватого салита. Они часто испытывают калишпатизацию с постепенным превращением их в породы, близкие к пертит-антипертитовым сиенитам и святоноситам. В участках интенсивной калишпатизации постоянно встречаются жилы антипертитовых сиенит-аплитов, гранофиоров и сиенит-пегматитов. Процессы калишпатизации сменяются на заключительных стадиях формирования пород натровым метасоматозом.

Олигоклаз-салитовые породы встречаются и в других участках Уйбатского плутона, где они точно так же предшествуют пертит-антипертитовым щелочным сиенитам. Им нередко сопутствуют почти лишенные пироксена чисто плагноклазовые эквиваленты этих пород. По способу и времени образования, по геологическим условиям проявления последние идентичны олигоклаз-салитовым породам, однако в отличие от них практически целиком сложены гранобластическим агрегатом олигоклаза.

Как и олигоклаз-салитовые, чисто олигоклазовые породы часто претерпевают более позднюю калишпатизацию с превращением их в щелочные сиениты и святоноситы. Сопровождаются жилами щелочных сиенитов. В некоторых редких случаях (Тырданов улус) олигоклазовые породы вместо калишпатизации испытывают нефелинизацию с превращением их в упомянутые выше нефелинсодержащие фениты.

Помимо описанных Ю. А. Кузнецовым и Е. С. Сергеевой олигоклаз-салитовых пород и щелочных сиенитов из восточного эндоконтакта Уйбатского плутона нам известен еще один участок широкого распространения этих образований, на этот раз из северо-западного контакта батолита (бассейн верхнего течения р. Теренсу). Здесь Уйбатский плутон рвет авгит-амфиболовые, оливин-авгит-амфиболовые и амфиболовые габбро и диориты первой фазы когтахского комплекса (рис. 9). Эти габбро и диориты упоминались в разделе, посвященном описанию когтахского комплекса. Габбро и диориты подвергаются сильной амфиболизации, альбитизации и некоторым другим изменениям. Затем они, а также сиенитодиориты и двуполевошпатовые сиениты плутона испытывают участками перекристаллизацию с превращением их в мелкозернистые олигоклазовые и олигоклаз-салитовые породы. Последние, в свою очередь, претерпевают вдоль трещин и узких зон калиевый метасоматоз и переходят местами в щелочные сиениты. Этот метасоматоз и образование сиенитов иногда наблюдаются вне участков развития олигоклазовых и олигоклаз-салитовых пород, непосредственно в измененных габбро и диоритах. Очень редко в олигоклазовых породах отмечается образование нефелина.

Туимский плутон. Под этим плутоном понимается восточная часть Белошюско-Туимского батолита. Туимский плутон на участке, прилегающем к руднику Туим, подробно описан Ю. А. Кузнецовым и Е. С. Сергеевой [Раннепалеозойская..., 1971]. Согласно этим авторам, он сложен кварцевыми и бескварцевыми сиенитодиоритами, кварцевыми двуполевошпатовыми сиенитами, граносиенитами, кварцевыми диоритами, которые прорваны крупными телами порфировидных и равномерн^озернистых гранитов, дайками лейкократовых гранитов, гранит-порфиров и аплитов. Граниты второй фазы очень широко распространены в районе Туима, слагающая здесь более 50% площади батолита.

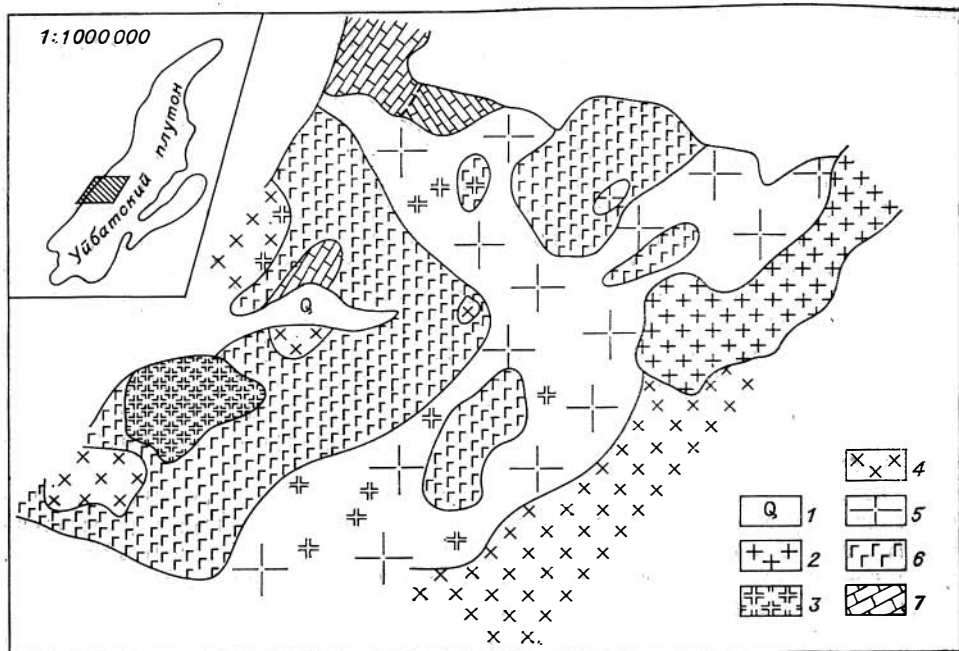


Рис. 9. Схема геологического строения северо-западной части Уйбатского плутона, в бассейне верхнего течения р. Теренсу (составил В. Н. Довгаль с использованием данных Г. М. Ионина).

1 — четвертичные отложения; 2 — лейкократовые граниты; 3 — щелочные сиениты; 4 — двуполевошпатовые сиениты, сиенитодиориты, гранодиориты; 5 — поля преимущественного развития олигоклазовых и олигоклав-салитовых пород с мелкими «п тнами», жилами щелочных сиенитов и с небольшими останцами измененных габбро и кое-где сиенитодиоритов; 6 — габбро и диориты котатхского комплекса; 7 — карбонатные породы рифея.

Помимо перечисленных образований в составе пород первой фазы плутона изредка встречаются пертит-антипертитовые щелочные сиениты. Они появляются в контактах с известняками и доломитами, в одном случае — в контакте с габбро и связаны с породами плутона взаимопереходами. Есть в Туимском массиве пироксен-плаггиоклазовые породы. В экзоконтактах плутона широко развиты диоритизированные порфириты, граувакки и габбро. Карбонатные породы в контактах с Туимским плутоном изменены слабо. В основном они перекристаллизованы. Породы первой фазы плутона с приближением к карбонатным контактам обогащаются калишпатом. Такое же обогащение калишпатом с некоторым сокращением количества кварца наблюдалось нами с приближением к контактам с известняками в равномернозернистых гранитах второй фазы.

Тигертышский батолит. В отличие от трех охарактеризованных выше плутонов, которые целиком располагаются в пределах Батеневской структурно-формационной зоны, Тигертышский батолит выходит в эту зону лишь своей восточной половиной. Западная же часть массива приурочена к осевой интрагеосинклинальной зоне Кузнецкого Алатау с существенно вулканогенным типом разреза рифея и раннего палеозоя. Это обстоятельство наложило свой отпечаток на особенности состава Тигертышского плутона, который несколько отличается от других раннепалеозойских гранитоидных батолитов Батеневской зоны. По данным А. Н. Дистановой [Раннепалеозойская..., 1971], в нем более широко развиты диориты, гранодиориты и менее широко — сиенитодиориты, двуполевошпатовые сиениты, монзониты. В большом количестве встречаются здесь граниты, которые приурочены в основном к центральной части батолита. Пертит-антипертитовые щелочные сиениты в Тигертышском плутоне не описываются. Это, конечно, не исключает их присутствия, но в количествах, не обращающих на себя внимания.

Остановимся на характеристике пород раннепалеозойских гранитоидных батолитов Батенёвской зоны.

Породы ряда диорит — сиенитодиорит — двуполевошпатовый сиенит. Сложены плагиоклазом, калинатровым шпатом, биотитом, роговой обманкой, диопсидом, салитом, фассаитом, часто кварцем. Из аксессуарных минералов наиболее характерным является сфен. Присутствуют также апатит, магнетит, циркон и др.

Состав плагиоклаза в этих породах варьирует от кислого олигоклаза и кое-где альбита до андезина № 40—45. Четко выраженный статистический максимум приходится на интервал № 15—30. Биотит относится к умеренно- и высокожелезистым разностям ($N_g = 1,645-1,675$; $f = 50-80$). Роговая обманка принадлежит к обыкновенному или слегка ощелоченному типу. Имеет зеленую или буровато-зеленую окраску, $\angle cNg = 7-21^\circ$, $N_p = 1,627-1,685$, $N_g = 1,645-1,707$. У пироксена $+2V = 56-70^\circ$; $N_p = 1,670-1,712$; $N_g = 1,700-1,742$. Бесцветен или окрашен в светло-зеленые тона.

Из темноцветных минералов в породах рассматриваемого ряда чаще всего встречаются биотит и роговая обманка, менее часто — пироксен. Последний, судя по описаниям А. Н. Дистановой, отсутствует в породах Тигертышского плутона, редок в породах Туимского массива. Заметно развит он лишь в некоторых разновидностях пород Уйбатского и Сырского плутонов.

Исходя из опыта изучения Сырского и Уйбатского батолитов, породы ряда диорит — сиенитодиорит — двуполевошпатовый сиенит по сочетанию темноцветных минералов подразделяются на биотитовые, пироксеновые, роговообманковые, пироксен-роговообманковые, биотит-роговообманковые, биотит-пироксеновые и биотит-пироксен-роговообманковые. В Сырском плутоне чаще всего устанавливаются биотитовые и пироксеновые типы. В Уйбатском плутоне частота встречаемости всех этих разновидностей примерно одинакова, кроме роговообманковых, биотит-роговообманковых и биотит-пироксен-роговообманковых типов, которые здесь чрезвычайно редки. Содержание темноцветных минералов в породах колеблется от нескольких до 30—35%, редко — более. Чаще всего отмечаются содержания 5—25%.

Калинатровый полевой шпат представлен микроклин-пертитом. Иногда отмечается чистый микроклин. Содержание калинатрового полевого шпата равно 0—50%, иногда выше. Максимум содержаний приходится на интервал 10—35%.

Кварц присутствует только в части пород рассматриваемого ряда. Наиболее богаты кварцем породы Тигертышского и Туимского плутонов. В породах Сырского и Уйбатского плутонов кварц встречается менее часто. В Сырском плутоне кварцевые разности составляют 47—73% (42 случая из 69), в Уйбатском плутоне (судя по его северо-восточной части) — 3—36% (3 случая из 21). Содержание кварца варьирует от долей до 10—15% и выше. В последнем случае породы представлены уже граносиенитами. Максимум содержаний кварца в породах Сырского плутона, например, приходится на интервал 0—10%, Уйбатского — 0—5%.

Представление о содержаниях и характере распределения минералов в породах ряда диорит — сиенитодиорит — двуполевошпатовый сиенит раннепалеозойских гранитоидных батолитов Батенёвской зоны дает рис. 10.

Сиенитодиориты и двуполевошпатовые сиениты обладают равномерной или порфиристой (с вкрапленниками плагиоклаза) гипидиоморфнозернистой структурой с почти постоянными следами перекристаллизации вдоль трещин и границ зерен. Наиболее ксеноморфны кварц и в особенности калинатровый полевой шпат. Зерна последнего совершенно лишены кристаллографических очертаний, разьедают кристаллы плагиоклаза. Образование их происходит в последнюю очередь, частью, возможно, уже в послемагматическую стадию формирования пород.

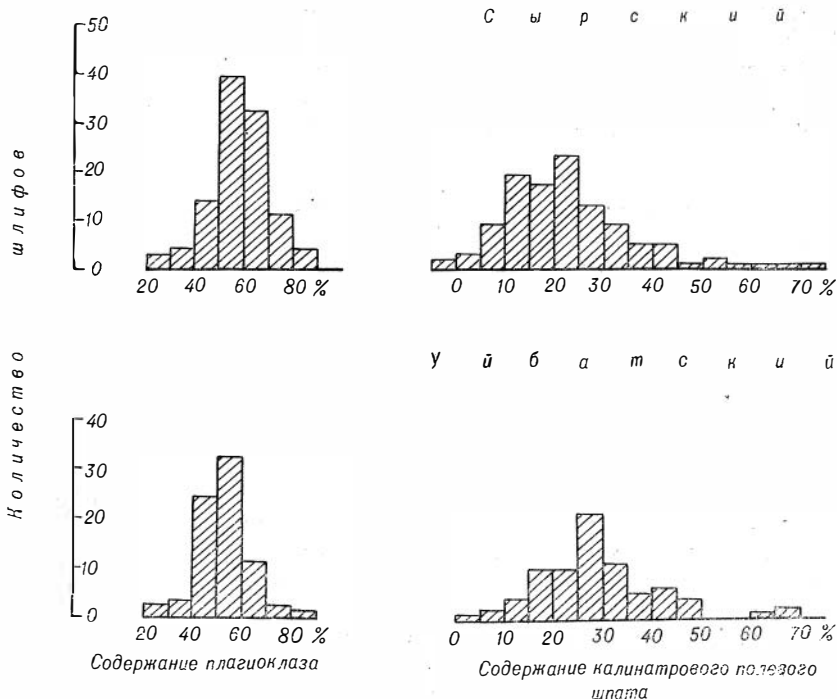
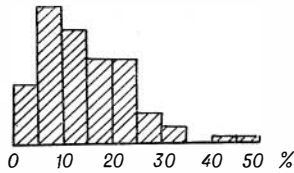
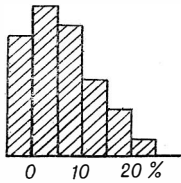


Рис. 10. Гистограмма содержаний порообразующих минералов в двух Уйбатского

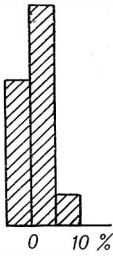
Завершая характеристику пород ряда диорит—сиенитодиорит—двуполевошпатовый сиенит, хотелось бы немного остановиться на встречающихся в составе раннепалеозойских гранитоидных батолитов Батенёвской зоны биотит-пироксеновых диоритах и сиенитодиоритах. Породы эти распространены мало, но интересны тем, что внешне напоминают собой биотит-пироксеновые диориты и диоритомонциты когтахского комплекса, с которыми их иногда, видимо, и путают.

Неясности с формационной принадлежностью биотит-пироксеновых диоритов и сиенитодиоритов чаще всего возникают в тех случаях, когда такие породы слагают изолированные участки внутри гранитоидных батолитов. И даже если они в этой ситуации, как это нередко имеет место, обладают некоторыми нехарактерными для когтахского комплекса чертами в структурном рисунке породы (например, следами бластеза), их все же нельзя безоговорочно не относить к этому комплексу, так как такие структурные отличия могли быть вызваны воздействием на породы когтахского комплекса гранитов. Здесь нужны более тонкие методы исследования — изучение отдельных минералов, выяснение геохимических особенностей пород и т. д.

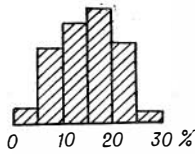
Учитывая эти сложности, мы при описании биотит-пироксеновых диоритов и сиенитодиоритов раннепалеозойской формации гранитоидных батолитов ограничимся лишь теми случаями, когда связь диоритов и сиенитодиоритов с гранитоидами не вызывает сомнений. Таких случаев нам известно два. Об одном из них речь уже шла ранее. Это биотит-пироксеновые диориты и сиенитодиориты, образовавшиеся по амфиболовым и авгит-амфиболовым габбро когтахского комплекса в северном экзоконтакте Сырского батолита. Напомним, что эти породы пространственно ассоциируют со щелочными сиенитами, по времени образования предшествуют им и в своем возникновении, надо полагать, связаны с формированием сиенитов.



п л у т о н



Содержание кварца

Содержание
темноцветов

полевошпатовых сленитах и сленитодиоритах Сырского плутона.

Сложены биотит-пироксеновые диориты из северного экзоконтакта Сырского плутона зонарным плагиоклазом № 12—38 (в ядрах иногда до № 72), авгитом ($+2V = 54 - 58^\circ$; $Np = 1,682 - 1,692$), биотитом ($Ng = 1,662$, $f = 65$), иногда незначительными количествами калишпата, кварца и аксессуариями — сфеном, апатитом и др. Количество темноцветных минералов равно 20—35%. Структура породы гипидиоморфнозернистая со следами перекристаллизации.

Биотит-пироксеновые сленитодиориты этого же участка состоят из плагиоклаза № 16—44, калинатрового полевого шпата в количестве 8—42%, биотита, авгита, временами бурой роговой обманки гастингситового типа ($\angle cNg = 9 - 11^\circ$, $Np = 1,686 - 1,691$), развивающейся преимущественно по пироксену, изредка кварца, сфена, апатита и других аксессуариев. Биотит и авгит по оптическим свойствам аналогичны биотиту и авгиту диоритов. Общее содержание темноцветных минералов равно 6—18, иногда до 40%. Структура породы гипидиоморфнозернистая, тоже со следами перекристаллизации.

Другой известный нам участок, где наблюдается развитие биотит-пироксеновых диоритов в связи с раннепалеозойскими гранитоидами, расположен в юго-восточном контакте Уйбатского плутона в районе оз. Узунколь. Здесь в эндоконтактной зоне плутона сохранился небольшой габбровый массив (Узункольский массив), сложенный авгит-амфиболовыми и амфиболовыми габбро. Массив этот довольно сильно изменен, а в его восточной части нам удалось наблюдать, как габбро преобразуются в биотит-пироксеновые диориты. Преобразование это начинается с окисления плагиоклаза до андезина и с замещения роговой обманки пироксеном и биотитом. Пироксен развивается по роговой обманке сначала в виде агрегата мелких изометричных зерен, которые затем, сливаясь друг с другом, дают более крупные кристаллы. Биотит или тоже дает вначале мелкочешуйчатые агрегаты, или сразу образует более или

Средний химический состав пород первой фазы раннепалеозойских гранитоидных батолитов Батенёвской зоны

Оксиды, характеристики	1 (n=14)		2 (n=80)		3 (n=36)		4 (n=84)		5 (n=214)	
	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S
SiO ₂	61,46	4,04	60,97	3,43	66,44	2,68	67,38	2,07	64,44	4,17
TiO ₂	0,68	0,32	0,67	0,28	0,52	0,20	0,48	0,17	0,57	0,25
Al ₂ O ₃	17,97	2,06	17,94	1,40	16,15	1,02	16,28	0,73	16,99	1,45
Fe ₂ O ₃	1,86	0,81	2,53	0,98	2,01	0,80	1,39	0,61	1,95	0,95
FeO	3,03	1,24	2,67	0,98	2,27	1,00	2,28	0,74	2,47	0,94
ΣFeO	4,70	1,53	4,95	1,43	4,07	1,14	3,54	1,02	4,23	1,39
MnO	0,11	0,05	0,08	0,05	0,08	0,10	0,06	0,03	0,07	0,06
MgO	1,66	0,90	1,73	0,90	1,53	0,73	1,19	0,60	1,48	0,80
CaO	3,39	1,78	4,16	1,58	3,28	1,33	3,04	0,83	3,52	1,39
Na ₂ O	5,65	0,87	5,41	0,84	4,00	0,80	4,70	0,62	4,91	0,92
K ₂ O	4,06	1,38	3,69	1,11	3,61	0,98	3,04	0,65	3,44	1,00
P ₂ O ₅	0,13	0,17	0,16	0,19	0,11	0,12	0,15	0,08	0,15	0,14
a	18,3	2,81	17,1	2,36	13,9	1,81	14,5	1,33	15,7	2,47
c	2,9	1,92	3,3	1,39	3,4	1,26	3,3	0,92	3,3	1,24
b	8,6	3,49	9,7	3,42	7,7	2,07	6,1	2,21	7,9	3,15
b'	8,6	3,49	9,4	3,59	6,9	2,32	5,8	2,02	7,5	3,28
f'	35	11,01	51	10,67	52	11,53	56	8,84	53	10,43
m'	31	7,86	30	9,86	32	11,31	31	8,12	31	9,37
n	68	7,58	69	7,07	62	8,56	70	6,00	68	7,42
Q	+0,9	7,51	+2,1	8,58	+19,1	5,83	+19,6	3,33	+11,7	10,81
d	0,8	0,13	0,7	0,10	0,6	0,10	0,7	0,07	0,7	0,10
α	13,7	8,69	16,3	6,66	19,9	7,58	18,4	5,38	17,6	6,68
F	63,7	9,16	63,4	10,36	61,2	11,60	64,0	7,24	63,3	9,39

Примечание. Массивы: 1 — Сырский, 2 — Уйбатский, 3 — Туимский, 4 — Тигертышский, 5 — среднее по четырем массивам.

Источники анализов: О. И. Шохина [1961], Е. К. Станкевич [1962], Ю. А. Кузнецов и др. [Раннепалеозойская..., 1971], А. А. Митякин [1975], В. Н. Довгаль и др. [1975], Е. С. Сергеева [1975], В. Л. Хомичев [1975].

менее крупные кристаллы. Часть биотита развивается по жилкам и трещинам. Прошедшие все стадии изменения биотит-пироксеновые диориты состоят из плагиоклаза № 32—56 (в ядрах до 62), авгита (+2V = 56—58°; $Np = 1,685$, $Ng = 1,708$), биотита, редких мелких реликтов роговой обманки, апатита и рудного. Общее содержание темноцветных минералов в породе достигает 30—35%.

В табл. 5 показаны средние химические составы пород первой фазы раннепалеозойских гранитоидных батолитов Батенёвской зоны. Из таблицы видно, что средний состав пород этой фазы Сырского и Уйбатского плутонов близок кварцевому сиениту. Средний состав аналогичных пород Тигертышского и Туимского батолитов близок граносиениту. Средний состав пород первой фазы всех массивов Батеневской зоны приблизительно отвечает кварцевому сиениту — граносиениту.

Породы первой фазы всех четырех массивов относятся к классу умереннощелочных образований, причем породы Сырского и Уйбатского плутонов обладают значимо большей величиной параметра *a*, чем породы Туимского и Тигертышского плутонов. Породам всех плутонов свойствен умеренноагривый профиль щелочей и в большинстве случаев меланократовый уклон. Последний не обнаруживают лишь породы Тигертышского батолита. Они принадлежат к мезократовым образованиям.

Пертит-антипертитовые щелочные сиениты имеют средне- или крупнозернистую структуру, состоят из грубоантипертитового или пертитового калинагрового полевого шпата, биотита, роговой обманки, пи-

роксена, граната, часто кварца, акцессориев. Полевой шпат образует слегка вытянутые вдоль первой кристаллографической оси, а чаще изометричные или же абсолютно неправильные, лишенные каких-либо кристаллографических очертаний зерна. Контуры зерен чрезвычайно неровные с многочисленными мелкими заливчиками одного зерна в другое, что создает картину очень тесного их срастания. Пертитовые и антипертитовые вростки в полевом шпате имеют «жилковатый», «струйчатый» характер и чаще всего ориентированы вдоль плоскости (15.0.2). Некоторое представление о составе и строении полевого шпата сиенитов дают усредненные результаты химического и рентгеноструктурного анализов этого минерала из сиенитов Сырского плутона: содержание CaO — 0,70% ($S = 0,28$), Na₂O — 5,90% ($S = 1,41$); K₂O — 7,81% ($S = 2,50$), анортитовой молекулы — 3,6% ($S = 1,65$), альбитовой — 51,6% ($S = 16,87$), ортоклазовой — 44,8% ($S = 12,40$). Степень распада равна 1,08 ($S = 0,03$), степень триклинности калишпата — 0,6 ($S = 0,33$). Количество усредненных анализов — 10 [Довгаль В. Н. и др., 1975].

Из темноцветных минералов в щелочных сиенитах чаще всего встречаются биотит и пироксен, менее часто — роговая обманка. По набору темноцветных минералов сиениты разных массивов несколько отличаются друг от друга. В Сырском плутоне, например, широко развиты сиениты, содержащие биотит. Этот минерал встречен здесь в 44—69% (в 40 из 70) шлифов щелочных сиенитов. Пироксен в сырских щелочных сиенитах отмечен в 18—40% (в 21 из 70) шлифов, роговая обманка — в 12—33% (в 15 из 70) случаев. Более всего распространены исключительно биотитовые сиениты (22—45%; 23 случая из 70), далее — исключительно пироксеновые (9—28%, 12 случаев из 70), затем роговообманковые, биотит-пироксеновые, биотит-роговообманковые, биотит-пироксен-роговообманковые.

В щелочных сиенитах Уйбатского плутона количественное соотношение темноцветных минералов уже несколько иное. Здесь решительно преобладают пироксеновые разновидности сиенитов при ограниченном развитии биотит- и амфиболсодержащих типов. Пироксен в Уйбатских щелочных сиенитах встречен в 58—93% (в 19 из 24) шлифов, биотит — в 12—51% (в 7 из 24) и роговая обманка — в 9—46% (6 из 24) шлифов. Исключительно пироксеновые разновидности составляют 33—74% (13 из 24) сиенитов, исключительно биотитовые — 3—32% (3 из 24), исключительно роговообманковые разновидности здесь не встречены. Роговая обманка всегда ассоциирует с пироксеном. Одновременного присутствия в щелочных сиенитах пироксена, роговой обманки и биотита не отмечается. В щелочных сиенитах Уйбатского плутона кое-где фиксируется черный гранат (в 3—32% случаев; 3 из 24).

Биотит в пертит-антипертитовых сиенитах относится к умеренно- и высокожелезистым разновидностям ($N_g = 1,650—1,700$; $f = 50—100$). Роговая обманка имеет коричневую или коричнево-зеленую окраску, $\angle cNg = 10—12^\circ$; $N_p = 1,680—1,686$. Пироксен представлен салитом, салит-авгитом, фассаитом. Диапазон колебания его оптических свойств: $+2V = 60—74^\circ$; $N_p = 1,690—1,721$; $N_g = 1,716—1,740$. Окраска варьирует от бледно- до густо-зеленой. Химический состав пироксенов из сиенитов Сырского и Уйбатского плутонов показан в табл. 6, где приведен также один анализ пироксена из сиенитоидиоритов Уйбатского плутона.

Кварц в щелочных сиенитах встречается в общей сложности в 25—41% случаев (в 46 из 94). Распределены кварцевые разновидности сиенитов, однако, неравномерно. Они, например, являются достаточно обычными для Сырского плутона (48—72% сиенитов, 42 случая из 70) и редко в Уйбатском плутоне (4—37%, 4 случая из 24). Кварц образует резко ксеноморфные зерна, совершенно лишенные самостоятельных кристаллографических очертаний. Количество его в породе редко превосходит 5—8%.

Из акцессорных минералов щелочных сиенитов заслуживает внима-

Химический состав пироксенов из щелочных сиенитов ранне

Окислы, ха- рактеристики	Д132	Д594	Д656а	Д978	Д2120а	Д259	Д2120б
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	52,13	53,05	50,44	51,51	52,52	52,14	50,82
TiO ₂	0,10	0,02	0,29	0,57	0,09	0,46	0,53
Al ₂ O ₃	0,61	0,27	1,31	3,05	1,24	1,80	2,12
ΣFeO	14,47	11,40	16,65	7,24	10,97	9,05	10,14
MnO	0,84	0,10	0,34	0,29	0,47	0,45	0,47
MgO	9,40	10,65	7,28	13,03	11,13	14,36	11,38
CaO	22,02	23,72	22,73	22,72	21,62	19,80	22,19
Na ₂ O	0,76	0,33	0,41	1,18	1,23	0,63	1,23
С у м м а	100,33	99,54	99,45	99,59	99,27	98,69	98,88
Si	1,997	2,017	1,972	1,926	1,996	1,963	1,942
Al	0,028	0,012	0,060	0,135	0,055	0,080	0,096
Ti	0,003	0,001	0,009	0,016	0,003	0,013	0,015
Fe ⁺²	0,464	0,363	0,545	0,226	0,349	0,285	0,324
Mn	0,027	0,003	0,011	0,009	0,015	0,014	0,015
Mg	0,537	0,603	0,425	0,726	0,630	0,806	0,648
Ca	0,904	0,966	0,952	0,910	0,880	0,799	0,909
Na	0,056	0,012	0,031	0,086	0,091	0,046	0,910
С у м м а	4,015	3,977	4,005	4,034	4,019	4,007	4,041
	46	37	56	24	35	26	33

Примечание. 1—3 — Сырский плутон, салиты. 4—15 — Уйбатский плутон: 4 — фас-
10—12 — фассаиты; 13, 14 — салит-авгит (Тырдапов улус); 15 — фассаит (Тырдапов улус).
Анализы выполнены в ИГиГ СО АН СССР на микрозонде УХА-5А, аналитик Л. В. Усова.
Типы пироксенов здесь и в дальнейшем определялись по Н. Л. Добрецову и др. [Породооопа

ния сфен. Он присутствует практически во всех сиенитах Уйбатского плу-
тона и в 24—48% (в 25 из 70) щелочных сиенитов Сырского батолита.
Помимо сфена отмечаются апатит, циркон, ортит, рудный минерал и др.

Средние химические составы пертит-антипертитовых щелочных си-
енитов раннепалеозойских гранитоидных батолитов Батеневской зоны
(табл. 7) близки среднему составу щелочного сиенита по Дэли [Завариц-
кий А. Н., 1955]. Пертит-антипертитовые сиениты принадлежат к классу
мезократовых умереннонатровых пород. По уровню щелочности сиениты
Сырского и Уйбатского плутонов в отдельности занимают промежуточное
положение между умеренно- и высокощелочными породами, в совокупно-
сти же они обнаруживают преимущественное тяготение к полю умеренно-
щелочных пород (25 анализов из 37, или 50—82%).

Имеет смысл несколько подробнее остановиться на описании взаимо-
отношений пертит-антипертитовых щелочных сиенитов с породами первой
фазы гранитоидных батолитов.

В случае постепенных переходов в сиенитодиоритах и двуполевошпа-
товых сиенитах с приближением к телам щелочных сиенитов наблюдается
плавное возрастание количества калинатрового полевого шпата, который
вытесняет плагиоклаз и прочие минералы породы. Уменьшение содержа-
ния плагиоклаза сопровождается понижением его основности до альбита.
Зерна последнего иногда встречаются в щелочных сиенитах. Ширина
зоны переходных пород варьирует от долей до нескольких десятков
метров.

Постепенные переходы к щелочным сиенитам обычно наблюдаются
в контактах с карбонатными породами, что заставляет смотреть на эти

палеозойских гранитоидных плутонов Батеневской зоны

Д2125	Д279	Д2686	Д271	Д272	Д2097	Д21106	Д2111
8	9	10	11	12	13	14	15
51,11	49,53	52,04	51,92	51,74	50,07	50,06	51,88
0,63	0,41	0,61	0,63	0,63	0,51	0,68	0,52
2,06	2,26	2,37	1,89	2,31	3,07	2,91	2,32
10,06	13,56	7,26	7,54	8,06	10,54	11,45	7,78
0,42	0,43	0,29	0,30	0,36	0,32	0,37	0,36
11,46	9,41	13,43	13,27	12,88	10,50	9,82	12,94
21,70	22,33	22,88	22,99	22,51	22,85	22,54	22,78
1,20	1,30	0,62	1,05	1,08	1,03	0,91	0,99
98,64	99,23	99,50	99,59	99,57	98,89	98,74	99,57
1,952	1,922	1,944	1,945	1,941	1,919	1,927	1,944
0,093	0,103	0,104	0,084	0,102	0,139	0,132	0,103
0,018	0,012	0,017	0,018	0,018	0,015	0,020	0,015
0,321	0,440	0,227	0,236	0,253	0,338	0,369	0,244
0,014	0,014	0,009	0,009	0,011	0,010	0,012	0,011
0,652	0,544	0,748	0,742	0,720	0,600	0,563	0,723
0,888	0,929	0,916	0,923	0,905	0,938	0,930	0,915
0,089	0,098	0,045	0,076	0,078	0,077	0,068	0,072
4,028	4,063	4,009	4,033	4,029	4,035	4,021	4,026
33	45	23	24	26	36	39	25

салит из сиенитодиорита; 5 — субкальциевый салит; 6 — субкальциевый авгит; 7—9—салит-авгиты;

зующие пироксены, 1971].

сиениты в первую очередь как на синхронные сиенитодиоритам и двуполевошпатовым сиенитам контактово-реакционные образования. Однако детальное изучение контактов показало, что корреляции между появлением в этих контактах щелочных сиенитов и степенью измененности непосредственно соприкасающихся с сиенитами карбонатных пород не существует. Щелочные сиениты встречаются в контактах как с неизменными, так и с измененными известняками и доломитами, причем степень измененности бывает самой различной — от очень слабой до весьма интенсивной. Поэтому объяснять появление всех щелочных сиенитов в контактах плутонов как следствие ощелочения магмы при взаимодействии ее с карбонатными породами в местах теперешнего обнаружения сиенитов нельзя. Часть сиенитов, вероятно, образовалась именно таким путем, другая же, видимо главная, часть возникла вследствие локального обогащения магмы щелочами или вследствие сиенитизации уже затвердевших пород плутонов в результате поступления в том и другом случае растворов, обособлявшихся в процессе приконтактового ощелочения магмы на более глубоких горизонтах интрузивов.

Второй тип взаимоотношений щелочных сиенитов с породами первой фазы гранитоидных батолитов, когда сиениты представляют собой явно послемагматические образования и их появлению предшествует преобразование сиенитодиоритов и двуполевошпатовых сиенитов в олигоклазовые и олигоклаз-салитовые породы, можно проиллюстрировать на примере Уйбатского плутона. В этом плутоне нам известны два крупных участка развития таких сиенитов. Об этих участках мы уже говорили. Один из них расположен в юго-восточном контакте плутона, недалеко от

Таблица 7

Средний химический состав пертит-антипертитовых щелочных сиенитов раннепалеозойских гранитоидных батолитов Батеневской зоны

Окислы, характеристики	1 (n=25)		2 (n=12)		3 (n=37)	
	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S
SiO ₂	64,22	2,66	62,34	2,25	63,61	2,66
TiO ₂	0,43	0,27	0,52	0,26	0,46	0,27
Al ₂ O ₃	18,07	1,21	17,82	1,20	17,99	1,20
Fe ₂ O ₃	1,35	0,87	1,79	2,13	1,49	1,39
FeO	1,57	0,90	1,47	0,50	1,54	0,79
ΣFeO	2,79	1,36	3,07	2,11	2,88	1,61
MnO	0,09	0,04	0,09	0,03	0,09	0,04
MgO	0,52	0,41	0,81	0,45	0,61	0,44
CaO	1,73	1,05	2,96	1,70	2,13	1,40
Na ₂ O	5,78	1,27	5,22	0,79	5,60	1,16
K ₂ O	6,23	1,83	6,94	2,65	6,46	2,12
P ₂ O ₅	0,03	0,03	0,07	0,10	0,04	0,06
a	21,4	1,96	21,0	2,28	21,3	2,05
c	1,0	1,00	1,3	1,66	1,1	1,23
b	4,8	2,47	6,7	2,83	5,4	2,71
b'	4,4	2,53	6,7	2,83	5,2	2,80
f'	56	14,10	29	41,44	47	28,53
m'	17	8,61	21	8,16	18	8,56
n	58	11,26	53,5	14,15	57	12,28
Q	+1,1	7,12	-1,7	5,22	0,2	6,63
d	0,9	0,08	0,9	0,15	0,9	0,10
α	4,4	4,90	6,3	7,79	4,8	5,87
F	77,6	8,70	63,4	16,38	73,0	13,34

Примечание. Плутоны: 1 — Сырский; 2 — Уйбатский; 3 — среднее по двум плутонам.
Источники анализов: Е. К. Станкевич [1962]; В. Н. Довгаль и др. [1975].

г. Сорска, другой — в северо-западном контакте плутона в бассейне верхнего течения р. Теренсу (см. рис. 9). Первый из этих участков детально описан Ю. А. Кузнецовым и Е. С. Сергеевой [Раннепалеозойская..., 1971], на втором, как ранее не охарактеризованном в литературе, мы остановимся подробнее.

Образование щелочных сиенитов в северо-западном контакте Уйбатского плутона происходит по кварцевым и бескварцевым сиенитодиоритам, двуполевошпатовым сиенитам, граносиенитам и главным образом по габбро котгахского комплекса. Изменение габбро обычно начинается с их интенсивной альбитизации и амфиболизации, не приводящих вначале к изменению структурного рисунка породы. Плаггиоклаз подвергается сильному разложению с развитием по нему обильного сосурита, эпидота, доизита, серицита. Продукты эти местами настолько обильны, что кристаллов плаггиоклаза сквозь них не видно. Лишь кое-где проглядывают пятнышки этого минерала, которые отвечают альбиту № 0—10.

Пироксен породы замещается амфиболом. Амфибол, как правило, представлен обыкновенной буровато-зеленой роговой обманкой, внешне не отличимой от роговой обманки габбро. Однако в части пород вместо буровато-зеленой появляется более щелочная густо-зеленая роговая обманка с большими показателями преломления и несколько меньшими углами nNg (не более 11°) и $2V$ (до 50°). Роговая обманка замещает пироксен полностью или почти полностью. Сам пироксен временами приобретает слегка зеленоватую окраску. Угол $2V$ в нем возрастает до

+63—66°; $\angle cNp$ понижается до 35°. В породе появляется обильный апатит. Обогащение в подобной ситуации амфиболизированных и альбитизированных габбро когтахского комплекса апатитом в контактах с Уйбатским плутоном — явление достаточно распространенное. Иногда оно приводит к возникновению промышленных концентраций апатита [Баранова С. А. и др., 1968; Богнибов В. И. и др., 1978].

Вслед за альбитизацией и амфиболизацией начинается перекристаллизация плагиоклаза породы с образованием вместо крупных кристаллов агрегата изометричных зерен этого минерала размером 0,3—0,6 мм. Плагиоклаз или по-прежнему забит продуктами разложения, или немного очищается от них, но всегда выглядит мутным и интенсивно серицитизированным. Состав его, как и прежде,— альбит. В породе наблюдается уменьшение количества роговой обманки. Она замещается эпидотом, актинолитом, нередко биотитом и хлоритом. Сокращается количество апатита.

На следующей стадии изменения происходит очищение плагиоклаза перекристаллизованной породы от продуктов разложения. Исчезает сосюрит, сильно сокращается количество серицита, в кристаллах плагиоклаза просматриваются двойники, однако эти кристаллы еще переполнены обильными включениями пылевидного вещества, что придает им мутный вид. Основность части зерен плагиоклаза увеличивается до кислого олигоклаза (видимо, не выше № 15), но их главная масса по-прежнему соответствует альбиту. Сильно уменьшается количество продуктов разложения роговой обманки. Исчезает апатит.

Наконец происходит полное очищение плагиоклаза породы от продуктов разложения. Минерал этот становится совершенно свежим. Представлен он олигоклазом № 15—24, как исключение — альбитом. Часто в небольших количествах появляются зеленоватый салит, сфен и кое-где гранат. Около зерен салита временами наблюдаются тонкие каемки густо-зеленой роговой обманки.

На этой же стадии изменения в части пород происходит образование микроклина, микроклин-пертита и антипертита. Микроклин проявляется в виде мелких, таких же по своим размерам, как зерна плагиоклаза, изометричных водяно-прозрачных кристаллов с прекрасной решеткой. Микроклин-пертит и антипертит образуют порфириобласты. Количество микроклина может достигать в породе 20—30%. В одном случае вместе с микроклином было зафиксировано появление мелких зернышек нефелина.

На этом процесс преобразования габбро в большинстве случаев завершается, однако иногда идет дальше. В породе продолжает увеличиваться количество мелких зерен микроклина, которые постепенно вытесняют олигоклаз. Основность последнего, кстати, при этом уменьшается до № 8—13. Одновременно возрастают в своем числе и, главное, в размерах крупные порфириобласты микроклин-пертита и антипертита, которые разрастаются за счет мелких зерен микроклина. В конце концов мелкие зерна почти исчезают, и порода превращается в крупно- и грубозернистый пертит-антипертитовый щелочной сиенит. Щелочные сиениты образуют среди олигоклазовых пород мелкие «пятна», неправильные жилообразные тела. Сопровождаются маломощными секущими телами таких же сиенитов.

В случае наложения процессов сиенитизации на сиенитодиориты и двуполевошпатовые сиениты Уйбатского плутона последние, как и габбро, испытывают предварительную альбитизацию и перекристаллизацию. Однако эти альбитизация и перекристаллизация наблюдаются не всегда. На некоторых участках калинатровый полевой шпат развивается непосредственно по неизменным или очень слабо измененным сиенитодиоритам и двуполевошпатовым сиенитам. Иногда аналогичные явления имеют место и при сиенитизации габбро.

Нефелиновые породы. Известно два участка их проявления, один из которых находится в северо-восточном контакте Сырского плутона

Для пород Буланкульского месторождения, особенно для эссекитов и диоритосиенитов, характерно непостоянство структур, значительные вариации в степени зернистости (от мелко- до крупнозернистых), неравномерное распределение минералов. Неравномерность распределения касается прежде всего нефелина, который относится к числу наиболее поздних минералов пород. Зерна его обычно лишены самостоятельных кристаллографических очертаний, часто разбедают и замещают плагиоклаз и темноцветные минералы. Лишь в нефелиновых сиенитах встречаются более или менее идиоморфные кристаллы этого минерала. Подобно нефелину ведет себя и калинатровый полевой шпат. О. И. Шохина отмечает случаи замещения им нефелина.

Подобный характер развития нефелина и калинатрового полевого шпата в породах Буланкульского месторождения приводит некоторых исследователей, например В. И. Богнибова [Довгаль В. Н. и др., 1975], к мысли о существовании послемагматической природе этих минералов. Образование их связывается с щелочным метасоматозом, тем самым, который приводил в других частях Сырского плутона к формированию послемагматических щелочных сиенитов, но который на участке Буланкульского месторождения проявился в более щелочном варианте. Метасоматическому преобразованию подвергались габбро и диориты котгахского комплекса и, видимо, породы первой фазы Сырского плутона. Такими не до конца измененными габбро и диоритами являются эссекиты и нефелиновые диоритосиениты месторождения. Нефелинизированные породы, как и метасоматические щелочные сиениты, сопровождаются мелкими телами интрузивных нефелиновых сиенитов. Они на месторождении представлены дайками. К ним, возможно, относится также часть нефелиновых и нефелинсодержащих сиенитов крупного тела.

По О. И. Шохиной, нефелиновые породы Буланкульского месторождения являются контактово-реакционными и гибридными образованиями.

Несмотря на то, что по своей петрографической принадлежности нефелиновые породы Буланкуля обнаруживают заметное разнообразие, по химизму они образуют достаточно компактную группу (см. рис. 13), для которой представляется возможным вычислить средний химический состав. Этот состав показан в табл. 8. Он более всего, пожалуй, отвечает породе промежуточного типа между лаурдалитом и нефелиновым монцонитом [Заварицкий А. Н., 1955]. Нефелиновые породы относятся к классу меланократовых умеренновысокощелочных умереннонатровых пород. Кстати, по уровню щелочности (по величине параметра a) они в целом не отличаются от щелочных сиенитов Сырского плутона, а по некоторым другим показателям щелочности (коэффициенту агапайности) в целом даже уступают им.

Нефелиновые породы Тырданова улуса. Эти породы изучались Г. С. Лабазиным [1930], И. В. Лучицким [1959], Е. Д. Андреевой [1968], А. А. Митякиным [1975, 1976а, б], В. И. Богнибовым [1979], немного авторами настоящей работы и др. Отличительной особенностью пород Тырдановского участка, так же как и пород Буланкульского месторождения, является резкое непостоянство их состава и структуры. Здесь имеются нефелиновые и нефелинсодержащие сиениты, сиенитодиориты, монцониты, диориты, пироксениты, которые чередуются с безнефелиновыми разновидностями этих пород и связаны с ними, друг с другом и с породами первой фазы Уйбатского плутона взаимопереходами. Кроме того, здесь же обнаруживаются мелкие останцы габбро котгахского комплекса и блоки известняков. Известняки частью превращены в гранат-пироксеновые скарны, частью же лишь перекристаллизованы. Известняки в контакте почти не испытывают никаких изменений кроме перекристаллизации.

Как показали исследования В. И. Богнибова, распределение различных типов пород на Тырдановском участке, включая породы с различным содержанием нефелина, имеет характер невыдержанных по простиранию,

Средний химический состав нефелиновых пород раннепалеозойских гранитоидных батолитов Батеневской зоны

Окислы, характеристики	1 (n=26)		2 (n=12)		3 (n=38)	
	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s
SiO ₂	55,40	2,41	53,92	2,37	54,93	2,41
TiO ₂	0,75	0,37	0,63	0,24	0,71	0,34
Al ₂ O ₃	20,83	1,60	21,17	1,95	20,94	1,70
Fe ₂ O ₃	1,72	1,10	2,72	0,87	2,03	1,12
FeO	4,02	1,43	2,88	1,06	3,66	1,41
ΣFeO	5,56	1,86	5,32	1,67	5,49	1,78
MnO	0,12	0,11	0,13	0,03	0,12	0,10
MgO	1,53	1,07	1,64	0,90	1,56	1,01
CaO	4,25	1,88	6,95	2,49	5,10	2,42
Na ₂ O	6,03	1,75	5,01	1,06	5,71	1,62
K ₂ O	5,02	1,24	4,93	1,60	4,99	1,34
P ₂ O ₅	0,34	0,32	0,03	0,03	0,24	0,30
a	21,0	4,91	18,8	3,72	20,3	4,63
c	3,7	2,39	5,2	1,77	4,2	2,31
b	9,7	4,54	11,8	4,94	10,4	4,68
b'	9,6	4,54	11,8	4,94	10,3	4,71
f'	58	12,31	48	10,96	55	12,72
m'	24	10,66	24	6,29	24	9,42
n	64	5,63	61	8,97	63	6,87
Q	-15,0	8,82	-14,8	4,56	-15,0	7,67
d	0,7	0,16	0,6	0,10	0,7	0,15
α	16,0	10,88	22,2	8,31	17,9	10,45
F	71,1	12,24	66,5	7,44	69,7	11,07

Примечание. 1 — Буланкульское месторождение; 2 — участок Тырданов улус; 3 — среднее по двум участкам.
Источники анализов: О. И. Шохина [1961], Е. К. Станкевич [1962], А. А. Митякин [1975].

неопределенно очерченных полос северо-восточного простирания. Эти полосы протягиваются параллельно контакту плутона (рис. 12).

Нефелиновые и нефелинсодержащие породы Тырданова улуса сложены переменными количествами кислого и среднего плагиоклаза, калинатрового полевого шпата, нефелина, обыкновенной и щелоченной роговой обманки, авгита, эгиринавгита, биотита, андрадита, кальцита, сфена, апатита и других аксессуариев. Содержание нефелина в них колеблется от долей до 30—35%. Нефелин всегда образует ксеноморфные зерна, разъедает и корродирует прочие минералы пород, кое-где сечет их в виде жилок. Таким образом, как и на Буланкуле, он относится к числу поздних минералов.

Примечательной особенностью пород Тырданова улуса является наличие в них постоянных следов перекристаллизации, которая осуществлялась вдоль трещин и ослабленных зон северо-восточного простирания, совпадавших по направлению с простиранием полос пород различного состава. Ей подвергались двуполевошпатовые сиениты, сиенитодиориты, габбро, диориты. С перекристаллизацией связано образование олигоклазовых и олигоклаз-салитовых пород. Правда, до конца этот процесс на Тырдановом улусе доходил редко, ограничиваясь обычно его начальными стадиями. Он приводил к перераспределению темноцветных минералов, к возникновению весьма характерных для пород Тырданова улуса полосчатых текстур. Да и сам процесс образования олигоклазовых и олигоклаз-салитовых пород протекал здесь несколько иначе, чем в бассейне верхнего

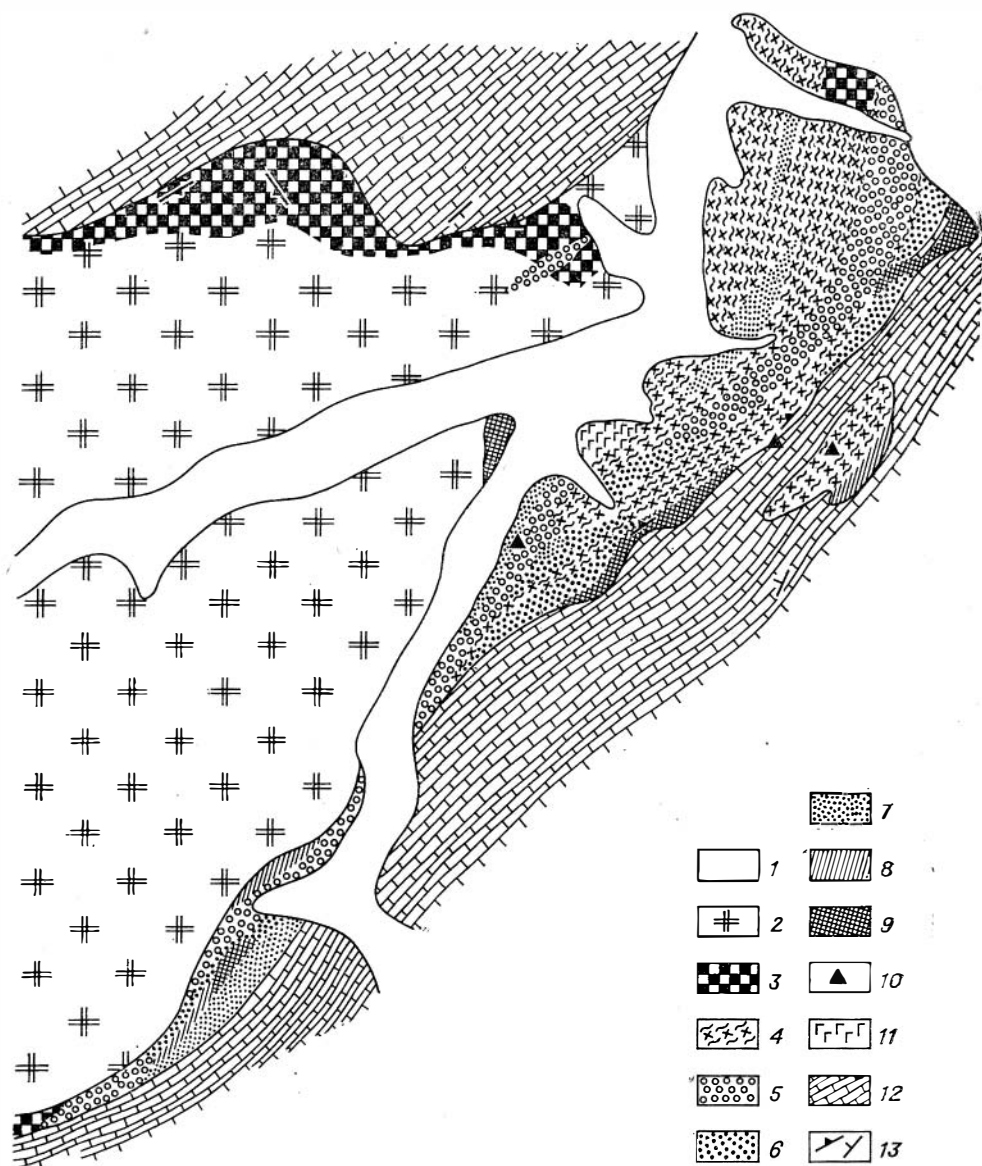


Рис. 12. Схема геологического строения участка Тырданов улус [Богнибов В. И., 1979].

1 — четвертичные отложения; 2 — двуполюсовчатые сиениты и сиенитодiorиты северо-восточной части Уйбатского плутона; 3 — щелочные сиениты; 4—9 — поля развития сиенитов, сиенитоидцитов, монцитов, диоритов, олигоклазовых и олигоклаз-салитовых пород с содержанием нефелина: 4 — от 0 до 1%, 5 — от 1 до 5%, 6 — от 5 до 10%, 7 — от 10 до 20%, 8 — от 20 до 30%, 9 — более 30%; 10 — участки развития известковых скарнов; 11 — останцы габбро когтахского комплекса; 12 — карбонатные породы рифей; 13 — элементы залегания трахитоидности и полосчатости.

течения р. Теренсу. На Тырдановом улусе не наблюдается ранней альбитизации и амфиболитизации пород, а процесс начинается сразу же с возникновения мелких изометричных зернышек свежего олигоклаза № 19—27. Олигоклаз появляется вначале вдоль границ зерен, по трещинам, в виде пятнышек. Затем количество его постепенно возрастает, и он вытесняет весь ранее присутствовавший в породах полевой шпат. Темноцветные минералы в участках развития олигоклазового агрегата сокращаются в своем количестве, в основном переотлагаясь в соседние, не затронутые перекристаллизацией зоны. В олигоклазовых породах остаются пироксен и

амфибол, биотит в них исчезает. Состав темноцветных минералов меняется в сторону увеличения их железистости и временами, возможно, щелочности. Появляется, в частности, салит.

В участках развития олигоклазового агрегата часто встречается калишпат (микроклин, микроклин-пертит). Минерал этот образуется позднее плагиоклаза. Он или слагает такие же по размерам, как кристаллы олигоклаза, изометричные зернышки, всегда ксеноморфные, однако, по отношению к зернам олигоклаза, или образует оторочки вокруг кристаллов олигоклаза, или, наконец, проникает вдоль границ этих кристаллов, цементируя их. Иногда калишпат полностью вытесняет олигоклаз, и порода превращается в пертит-антипертитовый щелочной сиенит. Пятна и жилкообразные массы этих пород, хотя и не очень часто, но встречаются на территории Тырдановского участка.

В части олигоклазовых пород Тырданова улуса, опять-таки как более поздний минерал, в ассоциации с калишпатом или без него, образуется нефелин. Он является, таким образом, явно послемагматическим минералом. Это обстоятельство наряду с данными о позднем появлении нефелина в других нефелинсодержащих породах Тырдановского участка и является основанием для того, чтобы связывать возникновение этого минерала с метасоматическими процессами. К такому выводу относительно генезиса нефелиновых пород Тырданова улуса пришел В. И. Богнибов [1979]. Этот вывод разделяют авторы настоящей работы. Другие исследователи, например А. А. Митякин, рассматривают нефелиновые породы участка как контактово-реакционные образования.

У А. А. Митякина [1975] приведены химические анализы нескольких образцов нефелиновых пород (нефелиновых сиенитов и диоритов) Тырдановского участка. На диаграмме А. Н. Заварицкого (рис. 13) эти анализы занимают два поля, одно из которых совпадает с полем размещения фигуративных точек составов нефелиновых пород Буланкульского месторождения, другое, представленное анализами «нефелинового диорита» и «меланократовой нефелиновой породы», размещается заметно ниже. Для пород первой группы подсчитан средний состав (см. табл. 8). По содержанию окислов он не обнаруживает значимых различий со средним составом нефелиновых пород Буланкуля и принадлежит к одному с ними химическому классу.

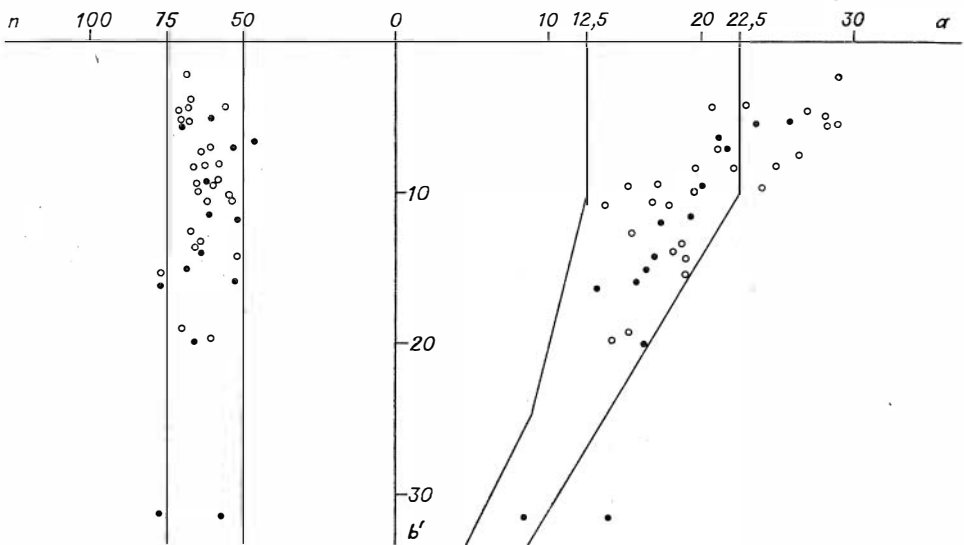


Рис. 13. Петрохимические особенности пород Буланкульского месторождения (O) и Тырдановского участка (●).

Средний химический состав гранитов второй фазы раннепалеозойских гранитоидных батолитов Батеневской зоны

Оксиды, характеристики	1 (n=22)		2 (n=51)		3 (n=28)		4 (n=41)		5 (n=142)	
	\bar{X}	s	\bar{X}	s	\bar{X}	s	\bar{X}	s	\bar{X}	s
SiO ₂	72,62	3,13	71,92	2,07	72,26	2,20	72,30	1,63	71,21	2,17
TiO ₂	0,25	0,15	0,22	0,17	0,26	0,13	0,24	0,10	0,24	0,14
Al ₂ O ₃	14,76	1,69	15,29	1,24	14,33	1,21	14,68	1,20	14,84	1,34
Fe ₂ O ₃	0,84	0,51	1,15	0,77	1,21	0,67	0,78	0,48	1,01	0,66
FeO	1,45	0,42	1,03	0,48	1,34	0,66	1,65	0,52	1,34	0,58
ΣFeO	2,21	0,69	2,07	0,67	2,42	0,93	2,36	0,73	2,24	0,75
MnO	0,04	0,02	0,03	0,03	0,05	0,03	0,06	0,02	0,04	0,03
MgO	0,35	0,23	0,44	0,35	0,63	0,44	0,60	0,36	0,51	0,37
CaO	1,17	0,55	1,44	0,94	1,69	0,95	1,74	0,65	1,54	0,83
Na ₂ O	4,09	0,69	4,62	0,76	3,78	0,62	4,12	0,67	4,23	0,76
K ₂ O	4,36	0,69	3,79	0,81	4,33	0,89	3,71	0,94	3,96	0,88
P ₂ O ₅	0,07	0,08	0,06	0,08	0,13	0,15	0,10	0,13	0,09	0,12
a	14,8	2,07	15,2	1,99	14,1	1,03	14,0	1,42	14,6	1,77
c	1,3	0,65	1,6	0,98	1,6	0,74	2,0	0,75	1,7	0,84
b	4,2	1,40	4,3	1,65	4,8	1,75	4,4	2,01	4,4	1,74
b'	2,7	0,85	2,9	1,39	3,6	1,55	3,3	1,09	3,1	1,31
f'	52	19,91	49	15,45	51	22,02	56	16,13	52	17,84
m'	14	10,08	18	12,21	20	11,68	22	11,11	19	11,70
n	59	5,41	65	6,70	57	8,41	63	9,20	62	8,21
Q	+28,4	8,76	+25,7	6,76	+29,1	4,88	+29,4	3,23	+27,8	6,16
d	0,8	0,08	0,8	0,10	0,8	0,07	0,7	0,10	0,7	0,09
α	91,7	3,95	90,5	6,18	89,7	4,49	87,6	5,22	89,7	5,45
F	78,8	11,44	73,9	14,58	70,3	15,57	71,2	12,26	73,2	13,85

Примечание. Плутоны: 1 — Сырский, 2 — Уйбатский, 3 — Туимский, 4 — Тигертышский, 5 — среднее по четырем плутонам.

Источники анализов: В. К. Монич (1938), Е. К. Станкевич [1963], Ю. А. Кузнецов и др. [Раннепалеозойская..., 1971], А. А. Митлякин [1973], В. Н. Довгаль и др. [1975], Е. С. Сергеева [1975], В. Л. Хомичев [1975].

Породы гранитового состава. Они представлены крупно-, средне- и мелкозернистыми гранитами, порфировидными гранитами, лейкогранитами, гранит-аплитами и др. Сложены микроклином, калинастровым полевым шпатом, плагиоклазом (олигоклаз, альбит, редко андезин), кварцем, биотитом, роговой обманкой, как исключение — пироксеном, сфеном, апатитом, гематитом и др. Содержание минералов подвержено некоторым колебаниям. Особенно в этом отношении выделяется калишпат, количество которого варьирует от первых до нескольких десятков процентов. Непостоянство содержаний свойственно и темноцветным минералам. По сочетанию их граниты подразделяются на роговообманковые, биотитовые, биотит-роговообманковые и роговообманково-биотитовые.

Для иллюстрации содержания и характера распределения минералов в гранитах приведем данные на этот счет по гранитам Сырского плутона. Содержание калишпата в них равно 10—50% (чаще всего 30—50%), плагиоклаза — 20—65% (обычно 20—50%), кварца — 12—47% (обычно 20—35%), темноцветных минералов — 1—7% (обычно 3—5%). Состав плагиоклаза меняется от альбита до андезина № 38. Чаще всего отмечается олигоклаз № 12—26.

Из темноцветных минералов присутствуют биотит, роговая обманка и пироксен. Биотит отмечен в 86—99% шлифов (в 49 из 51), роговая обманка — в 2—22% (в 4 из 51), пироксен — в 0,1—10% (в 1 из 51). Чисто биотитовые разности составляют 77—97% (47 из 51), чисто роговообман-

ковые — 0,5—13% (2 из 51), роговообманково-биотитовые и пироксен-роговообманково-биотитовые по 0,1—10% (по 1 из 51).

Средние химические составы гранитов раннепалеозойских батолитов Батеневской зоны показаны в табл. 9. Эти составы занимают промежуточное положение между средними составами щелочноземельного и щелочного гранита по Дэли, более склоняясь в сторону первого из них. Граниты принадлежат к классу лейкократовых умереннощелочных умереннонатровых пород.

РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ГАББРОВЫЕ И ГРАНИТОИДНЫЕ АССОЦИАЦИИ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ

В северо-восточной части Кузнецкого Алатау (северо-восток Кийской зоны) породы раннепалеозойских габбровых и гранитоидных комплексов заметно менее распространены, чем на Батеневском поднятии. Мы приведем характеристику этих комплексов, основываясь на данных, имеющихся в настоящее время по бассейну верхнего течения р. Урюп (рис. 14).

Развитые на этой территории раннепалеозойские гранитоиды, которые слагают Салангинский плутон, практически ничем не отличаются от раннепалеозойских гранитоидов Батеневской зоны и так же, как и они, относятся к улень-туимскому комплексу. Раннепалеозойская же габбровая ассоциация имеет здесь несколько иной состав, чем когтахский комплекс Батеневской зоны. Она сложена габбро и ультраосновными породами, которые лишь отчасти сопоставляются с породами первой фазы когтахского комплекса. Пород же, эквивалентных по составу породам второй фазы когтахского комплекса, в этой ассоциации пока не установлено.

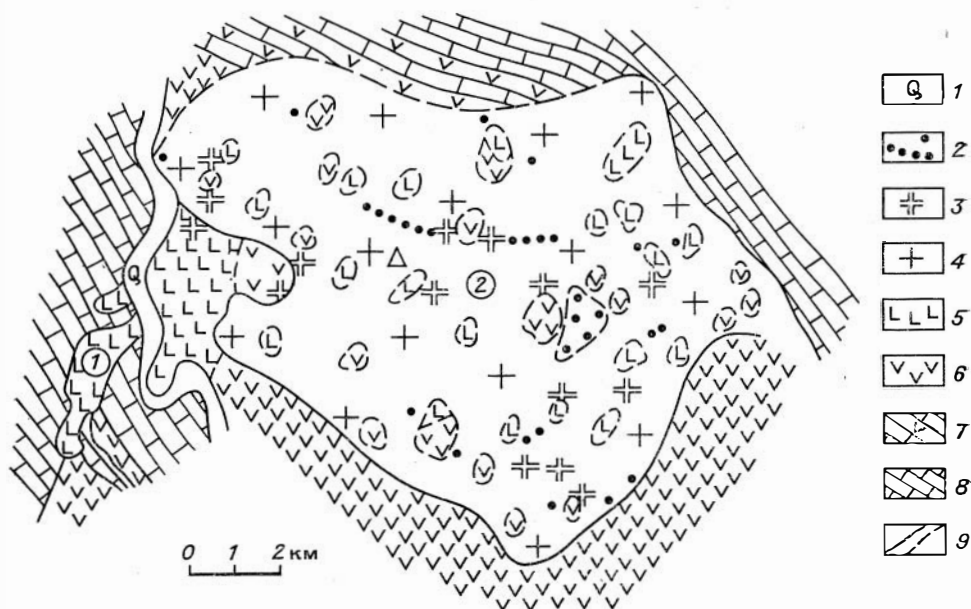


Рис. 14. Схема геологического строения Салангинского гранитоидного плутона и его окрестностей (составлена авторами с использованием данных О. И. Никонова и З. П. Никоновой [1971]).

1 — четвертичные отложения; 2 — участки проявления граносиенитов и гранитов; 3 — участки проявления щелочных сиенитов; 4 — сиенитодiorиты и двуполовошпатовые сиениты; 5 — раннепалеозойские габбро и сопутствующие им породы ультраосновного и среднего состава (в пределах плутона также продукты их изменения); 6 — основные и средние вулканиты кембрия (в пределах массива также продукты их изменения); 7 — вулканогенно-карбонатные накопления рифея — кембрия; 8 — существенно карбонатные отложения рифея — кембрия; 9 — геологические границы. Цифры в кружках: 1 — Урюпинский массив, 2 — Салангинский плутон.

Раннепалеозойскую габбровую ассоциацию бассейна верхнего течения р. Урюп О. И. Никонов, З. П. Никонова [1971] отнесли к пироксенит-габбровому формационному типу.

Раннепалеозойская пироксенит-габбровая ассоциация

Прототипом ее на описываемой территории явился Урюпинский массив, расположенный в левобережье р. Урюп. Массив залегает среди вулканогенных и карбонатных отложений рифея—раннего кембрия. Имеет вытянутую в северо-восточном направлении форму. Длина его на левобережье р. Урюп достигает 5 км, ширина — 1 км.

По О. И. Никонову, З. П. Никоновой [1971], массив сложен в основном амфиболовыми, пироксен-амфиболовыми, пироксеновыми и амфибол-пироксеновыми габбро, переходящими местами в порфириовидные габбро и габбродиабазы. На долю этих пород приходится 72% площади массива. По направлению к центру массива габбро сменяются сначала клинопироксенитами и горнблендитами, а затем верлитами, верлитоклинопироксенитами и дунитоверлитами. Верлиты, верлитоклинопироксениты и дунитоверлиты занимают 1% площади массива, клинопироксениты, горнблендиты и их переходные разновидности — 27%.

Габбро Урюпинского массива состоят из плагиоклаза № 58—95, переменных количеств титанистого авгита, бурой обыкновенной роговой обманки, иногда оливина (до 10%), титаномагнетита, ильменита, апатита, сфена. Всегда в незначительном количестве присутствует биотит. Роговая обманка по своим оптическим свойствам ($-2V=73-74^\circ$; $N_p - 1,667$) аналогична роговой обманке амфиболсодержащих габбро котгахского комплекса.

Клинопироксениты сложены титанистым авгитом с незначительной примесью роговой обманки, титаномагнетита, иногда оливина и биотита. В разностях, переходных к габбро, появляется плагиоклаз, а в разностях, переходных к верлитам, — оливин.

Верлиты и верлитоклинопироксениты состоят из оливина и титанистого авгита. В качестве примеси содержат магнетит, титаномагнетит, амфибол, плагиоклаз. Дунитоверлиты на 90% с лишним сложены оливинном и незначительным количеством авгита.

Габбро северо-восточной части Урюпинского массива достигают долины р. Урюп и переходят на ее правобережье. Здесь они занимают довольно значительную территорию (в несколько квадратных километров) и в своей восточной части рвутся гранитоидами Салангинского плутона. Габбро представлены авгит-амфиболовыми и амфибол-авгитовыми, иногда оливинсодержащими разностями, которые находятся друг с другом в приблизительно равных соотношениях. Эти габбро, в отличие от габбро собственно Урюпинского массива, известны авторам работы по личному опыту их изучения. Знакомство с ними показывает, что по общему облику, набору минералов и их оптическим свойствам эти породы аналогичны авгит-амфиболовым и амфибол-авгитовым габбро первой фазы котгахского комплекса. Пироксен в них имеет $+2V = 50-56^\circ$; $N_p = 1,679-1,692$; $N_g = 1,707-1,710$. У роговой обманки $\angle cNg = 12^\circ$; $-2V = 72-82^\circ$; $N_p - 1,664-1,669$; $N_g = 1,690-1,695$. Окрашена в зелено-бурый и бурый цвет.

Вследствие понижения основности плагиоклаза габбро правобережья р. Урюп иногда переходят в габбродиориты и диориты. Часто наблюдается также переход габбро без изменения оптических свойств минералов в габбродолериты и долериты. Формы залегания этих пород не ясны. Габбродолериты и долериты слагают или самостоятельные тела, или краевые части габбрового массива. Местами они переходят в еще менее рас-

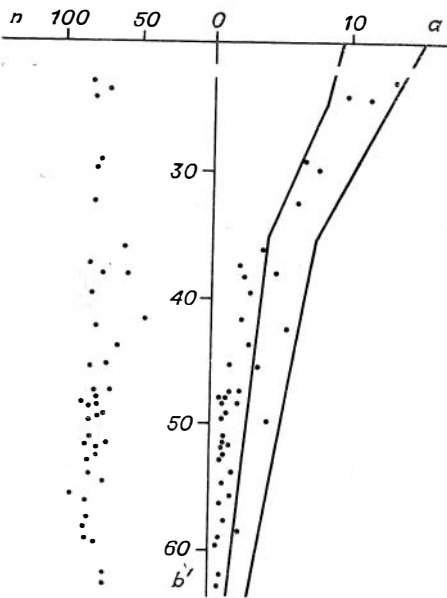


Рис. 15. Петрохимические особенности пород Урюпинского массива (по О. И. Никонову, З. П. Никоновой [1971]).

товой группы ранне-среднекембрийской трахилатито-металейкобазальтоидной ассоциации Батеневской зоны, выяснил, что по своим главным химическим параметрам (меланократовости, щелочности, типу щелочности), а также по повышенному содержанию фосфора те и другие образования аналогичны друг другу. Это привело Г. В. Полякова к выводу, что породы когтахского комплекса близки по времени формирования вулканитам раннего—среднего кембрия Батеневской зоны и в своем происхождении, возможно, связаны с ними.

Основные петрохимические параметры пород Урюпинского массива, по данным О. И. Никонова, показаны на диаграмме (рис. 15). Из нее видно, что породы лейко- и мезогаббрового состава ложатся в поле умереннощелочных пород. Меланогаббро, клинопироксениты и верлиты относятся к породам низкощелочным. В этом отношении они напоминают габбро Когтахского массива.

Раннепалеозойская формация гранитоидных батолитов

На описываемой территории она представлена Салангинским плутоном. Этот плутон имеет площадь около 130 кв. км. Залегает среди карбонатных пород и вулканитов рифея — кембрия. В западной части рвет габбро Урюпинского массива и сопутствующие им габбродолериты и долериты.

Сложен Салангинский плутон в основном породами ряда сиенитодиорит — двуполевошпатовый сиенит. Часто встречаются граносиениты и граниты, которые образуют в основном секущие дайко- и штокообразные тела. Нередки пертит-антипертитовые щелочные сиениты. В поле развития этих пород, главным образом сиенитодиоритов и двуполевошпатовых сиенитов, постоянно наблюдаются останцы и ксенолиты измененных и неизмененных габбро, габбродиоритов, диоритов, долеритов и порфириров. Присутствие этих останцов и ксенолитов придает Салангинскому плутону очень невыдержанный пестрый облик.

кристаллизованные породы, близкие по своей структуре к вмещающим кембрийским вулканитам. Последнее обстоятельство заставляет думать, что габбро Урюпинского массива не очень сильно оторваны во времени от этих вулканитов, быть может, даже являясь их комагматами. Такой вывод, кстати, подкрепляется наблюдениями над взаимоотношениями раннепалеозойских габбро с кембрийскими вулканитами и в других частях Кузнецкого Алатау. Аналогичные взаимоотношения габбро и вулканитов имеют, например, место в районе Берикюля. О них речь будет идти ниже. О комагматичности пород раннепалеозойской пироксенит-габбровой ассоциации Кузнецкого Алатау с раннепалеозойскими вулканитами области писал О. И. Никонов [1972]. Наконец, в самое последнее время Г. В. Поляков [Кривенко А. П. и др., 1979], сопоставив химизм пород когтахского комплекса с химизмом вулканитов бази-

Габбро, диориты и долериты внутри Салангинского плутона амфиболизируются, приобретают менее основной состав, превращаясь сначала в породы типа кварцевых и калишпатовых диоритов, монцитодиоритов, а затем в сиенитодиориты. Эти изменения происходят по схеме, которая была описана выше при характеристике раннепалеозойских гранитоидных батолитов Батеневской зоны. Порфириты в подобной ситуации испытывают роговиковую перекристаллизацию.

Помимо перечисленных пород в пределах Салангинского плутона встречаются участки, сложенные кварц- и калишпатсодержащими биотит-пироксеновыми диоритами. Эти диориты состоят из олигоклаз-андезина (50—80%), клинопироксена ($+2V = 54-59^\circ$; $Np = 1,686-1,690$), биотита, незначительных количеств кварца (до 3%), калишпата (1—7%) и роговой обманки (не более 1—2%). Имеют гипидиоморфнозернистую структуру со слабыми, но постоянными следами перекристаллизации, выражающимися в наличии в породе пятен и «жилок» гранобластического полевошпатового агрегата. Природа биотит-пироксеновых диоритов не вполне ясна. По своему составу эти диориты близки к биотит-пироксеновым сиенитодиоритам главной фазы формирования плутона, возникающим, в частности, при метасоматическом преобразовании предгранитных габбро и диоритов. С другой стороны, биотит-пироксеновые диориты напоминают собой аналогичные породы когтахского комплекса, претерпевшие частичную перекристаллизацию и, возможно, другие изменения в связи с формированием пород Салангинского плутона. Если это так, то тогда сходство раннепалеозойской габбровой ассоциации северо-востока Кузнецкого Алатау с когтахским комплексом не ограничивается только сходством в габбровой части, а имеет с ним еще и другие общие черты.

Сиенитодиориты и двуполевошпатовые сиениты главной фазы Салангинского плутона, как и аналогичные породы других массивов уленьтуимского комплекса, состоят из плагиоклаза, калинатрового полевого шпата, роговой обманки, биотита, клинопироксена, часто кварца, акцессориев. Данные о содержании этих минералов приведены на рис. 16.

Плагиоклаз сиенитодиоритов и двуполевошпатовых сиенитов обладает нормальной зональностью и варьирует по составу от альбита до лабрадора № 55. Чаще всего он отвечает олигоклазу и андезину № 20—40. Роговая обманка имеет буровато-зеленую или зеленую окраску, $\angle cNg = 11-16^\circ$, $-2V = 51-68^\circ$, $Np = 1,664-1,675$. Клинопироксену свойственны $+2V = 56-63^\circ$, $Np = 1,681-1,691$. Он относится к салиту (табл. 10) и частью, возможно, к диопсиду.

Из темнопетельных минералов наиболее распространена роговая обманка: встречается в 81—97% шлифов (в 55 из 60). Далее по частоте встречаемости идут биотит (60—84%, 44 из 60) и пироксен (45—71%, 35 из 60). Исключительно роговообманковые разности составляют 8—28% (10 из 60), пироксен-роговообманковые — 3—20% (6 из 60), биотит-роговообманковые — 14—38% (15 из 60), биотит-пироксеновые — 3—18% (5 из 60), биотит-пироксен-роговообманковые — 28—54% (24 из 60). Исключитель-

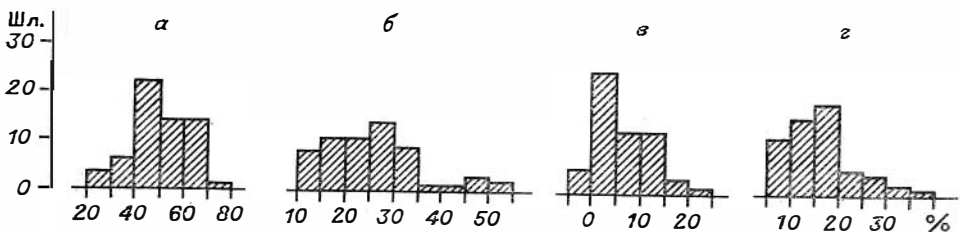


Рис. 16. Гистограмма содержаний породообразующих минералов в сиенитодиоритах и двуполевошпатовых сиенитах Салангинского плутона.

а — плагиоклаз; б — калинатровый полевой шпат; в — кварц; з — темнопетельные минералы.

Т а б л и ц а 10

Химический состав пироксенов из пород Салангинского плутона

Окислы, ха- рактеристики	Д1014Б	Д1014А	Д1005А	Д1009Б	Д1005Б
	1	2	3	4	5
SiO ₂	50,87	51,34	50,87	49,88	51,43
TiO ₂	0,10	0,11	0,21	0,14	0,18
Al ₂ O ₃	0,36	0,40	0,28	0,46	0,25
FeO	18,32	18,09	18,17	21,56	18,74
MnO	0,52	0,53	0,58	0,58	0,58
MgO	8,23	8,17	7,56	6,23	7,51
CaO	20,73	20,79	21,02	20,12	20,89
Na ₂ O	0,31	0,31	0,54	0,73	0,54
K ₂ O	0,01	0,02	Не обн.	0,01	Не обн.
С у м м а	99,45	99,76	99,23	99,71	100,12
Si	1,993	2,001	2,001	1,987	2,006
Al	0,016	0,019	0,013	0,022	0,011
Ti	0,003	0,003	0,006	0,004	0,005
Fe ⁺²	0,600	0,590	0,598	0,708	0,611
Mn	0,017	0,017	0,019	0,020	0,019
Mg	0,481	0,475	0,444	0,370	0,436
Ca	0,870	0,869	0,886	0,859	0,873
Na	0,024	0,024	0,041	0,057	0,041
K	—	0,001	—	—	—
С у м м а	4,004	3,999	4,007	4,027	4,004
f	55	55	57	65	58

Пр и м е ч а н и е. 1, 2 — сиенитодиориты: 1 — субкальциевый салит, 2 — салит; 3—5 — щелочные сиениты: 3, 4 — субкальциевые салиты; 5 — салит.

Анализы выполнены в ИГиГ СО АН СССР на микрозонде УХА-5а. Аналитик Л. В. Усова.

но биотитовые и исключительно пироксеновые сиенитодиориты и двуполевошпатовые сиениты в Салангинском плутоне не встречаются. Породы имеют гипидиоморфнозернистую структуру с постоянными следами разъедания калишпатом и отчасти кварцем кристаллов плагиоклаза. Всегда несут в себе следы перекристаллизации.

Средний химический состав сиенитодиоритов и двуполевошпатовых сиенитов Салангинского плутона близок к среднему составу известково-щелочного сиенита по Дэли с некоторым отклонением в сторону щелочного сиенита (табл. 11). Сиенитодиориты и двуполевошпатовые сиениты плутона принадлежат к классу меланократовых умереннощелочных умереннонатровых пород. Из аналогичных пород раннепалеозойских гранитоидных батолитов Батеневской зоны им более всего соответствуют сиенитодиориты и двуполевошпатовые сиениты Сырского и Уйбатского плутонов.

Пертит-антипертитовые щелочные сиениты встречаются в различных частях массива в виде маломощных даек (мощностью от нескольких сантиметров до нескольких десятков сантиметров) и мелких неправильных тел, которые местами связаны с окружающими породами взаимопереходами, местами же развиваются по ним как явно послемагматические образования, появлению которых предшествует преобразование сиенитодиоритов и двуполевошпатовых сиенитов в мелкозернистые олигоклазовые породы, аналогичные олигоклазовым породам Уйбатского и Сырского плутонов. Отмечается преимущественное тяготение щелочных сиенитов к участкам развития в плутоне останцов и ксенолитов предгранитных габро и

Средний химический состав пород Салангинского плутона

ОКСИДЫ, характеристики	1 (n=8)		2 (n=4)		3 (n=3)	
	\bar{x}	S	\bar{x}	S	\bar{x}	S
SiO ₂	61,99	3,92	65,27	2,70	70,74	3,82
TiO ₂	0,80	0,27	0,41	0,20	0,34	0,16
Al ₂ O ₃	15,81	1,81	15,61	1,27	14,49	0,61
Fe ₂ O ₃	1,65	0,53	1,54	0,35	1,08	0,75
FeO	4,05	1,11	2,49	1,71	1,77	0,57
ΣFeO	5,53	1,46	3,88	1,78	2,74	1,20
MnO	0,15	0,05	0,11	0,02	0,07	0,01
MgO	2,24	0,92	1,06	0,70	1,09	0,63
CaO	4,17	1,51	2,47	1,30	2,11	1,35
Na ₂ O	4,56	0,67	5,45	1,55	4,56	0,81
K ₂ O	4,58	1,01	5,58	2,27	3,76	0,55
a	16,4	2,13	19,0	1,44	14,9	1,01
c	2,2	1,32	1,2	0,63	1,5	1,01
b	11,8	3,96	7,1	4,26	6,2	2,05
b'	11,8	3,96	7,1	4,26	5,4	3,31
f'	47	8,96	44	21,48	42	13,00
m'	31	5,15	24	6,08	27	12,46
n	60	6,57	59	14,61	65	7,21
Q	+4,4	8,38	+5,9	4,75	+23,7	8,74
d	0,79	0,10	0,9	0,10	0,8	0,07
α	11,9	6,38	0,9	8,77	8,7	5,55
F	59,2	7,48	68,9	6,90	60,6	5,89

Примечание. 1 — сиенитодиориты и двуполовошпатовые сиениты; 2 — щелочные сиениты; 3 — граниты.
Источники анализов: В. Н. Довгаль, В. А. Широких, Н. В. Сурков [1979].

порфиров. Иногда наблюдается выход щелочных сиенитов за пределы плутона. Эти породы встречаются, например, в западном экзоконтакте батолита среди предгранитных габбро и порфиров.

По своему составу, структуре и облику пертит-антипертитовые щелочные сиениты Салангинского плутона аналогичны пертит-антипертитовым сиенитам раннепалеозойских гранитоидных батолитов Батеневской зоны. Они также имеют крупно- или среднезернистую структуру и состоят из калинатрового полевого шпата, зеленой или бурой роговой обманки, салита, биотита, иногда кварца, сфена, апатита, циркона, рудных минералов. Роговая обманка имеет $\angle cNg = 13-15^\circ$; $-2V = 55-60^\circ$; $Np = 1,667-1,689$. Салит обладает $+2V = 60-68^\circ$; $Np = 1,702-1,714$. Его химический состав показан в табл. 10. Количество темноцветных минералов равно обычно 10—15%, причем частота встречаемости пироксена, роговой обманки и биотита примерно одинакова. Содержание кварца не превосходит 5%. На долю кварцевых разностей приходится 2—48% (2 случая из 12) щелочных сиенитов.

Щелочной полевой шпат в сиенитах имеет антипертитовое и пертитовое строение и состоит из грубых сростков калишпата и альбита. Альбит содержит в себе незначительную примесь ортоклазовой и анортитовой молекул. Калишпат лишен альбитового компонента. О составе и строении калинатрового полевого шпата можно судить по некоторым усредненным рентгеноструктурным характеристикам этого минерала: средний состав без учета содержания анортитовой молекулы — $Or_{42}Ab_{58}$ ($S = 7,43$); содержание ортоклазовой молекулы в альбите — 4% ($S = 2,17$), степень распада = 1,10 ($S = 0,02$); степень триклинности калишпата — 0,65 ($S = 0,17$). Количество усредненных анализов — 5 [Довгаль В. Н., Широких В. А., Сурков Н. В., 1979].

По своему химическому составу (см. табл. 11) щелочные сиениты Салангинского плутона аналогичны щелочным сиенитам Уйбатского и Сырского батолитов. Различия между ними по *t*-критерию обнаруживаются лишь в содержании глинозема (салангинские щелочные сиениты беднее им), при сопоставлении с Уйбатским плутоном — в степени насыщенности кремнеземом (салангинские щелочные сиениты более насыщенные) и в величине некоторых второстепенных петрохимических характеристик.

Породы гранитового и граносиенитового состава образуют дайки, мелкие штоки, иногда, возможно, гнезда среди сиенитодиоритов и сиенитов. По составу граносиениты и граниты варьируют от почти лишенных плагиоклаза разностей до пород, содержащих этот минерал в количестве 60%. Максимум содержаний плагиоклаза приходится на интервал 35—55%. Основность плагиоклаза меняется от № 9 до № 48 (как правило, от № 20 до № 30). Количество кварца в породах равно 15—30%, калинатрового полевого шпата — 15—70%, темноцветных минералов — 2—10%. Темноцветные минералы представлены зеленой роговой обманкой ($\angle cNg = 14-15^\circ$, $Np = 1,651-1,687$), биотитом, клинопироксеном. Наиболее часто встречается роговая обманка, наименее часто — пироксен. Средний химический состав гранитов помещен в табл. 11.

По времени появления граниты и граносиениты второй фазы плутона, по-видимому, близки жильным щелочным сиенитам и щелочным сиенитам, развивающимся как метасоматические образования по сиенитодиоритам и двуполовошпатовым сиенитам. Во всяком случае, в участках развития таких сиенитов граниты практически отсутствуют, кроме, разве, редких маломощных даечек гранит-аплитов. Щелочные сиениты нигде не секут и не развиваются по гранитам.

Салангинский плутон занимает крайнее северное положение в цепочке раннепалеозойских гранитоидных батолитов улень-туимского комп-

Т а б л и ц а 12

Средний химический состав пород улень-туимского комплекса в целом

Окислы, характеристики	1 (n=246)		2 (n=184)		3 (n=41)	
	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s
SiO ₂	64,28	4,09	72,05	2,26	63,77	2,67
TiO ₂	0,59	0,26	0,25	0,16	0,45	0,26
Al ₂ O ₃	16,99	1,45	14,95	1,31	17,76	1,38
Fe ₂ O ₃	1,98	0,93	1,06	0,67	1,50	1,32
FeO	2,56	0,98	1,33	0,57	1,63	0,93
ΣFeO	4,35	1,41	2,29	0,76	2,98	1,63
MnO	0,08	0,06	0,05	0,03	0,09	0,04
MgO	1,51	0,80	0,51	0,36	0,66	0,48
CaO	3,53	1,36	1,50	0,80	2,16	1,38
Na ₂ O	4,90	0,89	4,31	0,73	5,58	1,18
K ₂ O	3,44	0,99	3,89	0,84	6,38	2,12
a	15,6	2,36	14,6	1,65	21,0	2,09
c	3,3	1,27	1,6	0,82	1,0	1,27
b	8,1	3,19	4,6	1,72	5,6	2,87
b'	7,7	3,30	3,1	1,27	5,4	2,96
f'	54	10,55	51	17,14	47	27,71
m'	31	9,09	19	11,20	19	8,46
n	68	7,31	63	7,80	57	12,34
Q	+11,4	10,39	+27,4	6,02	+0,8	6,65
d	0,7	0,10	0,76	0,09	0,91	0,10
α	16,6	6,69	10,1	5,21	4,4	6,22
F	63,4	9,25	73,4	13,31	72,6	12,86

Примечание. 1 — гранитоиды первой фазы; 2 — лейкократовые граниты второй фазы; 3 — щелочные сиениты.

лекса, протягивающихся вдоль восточного склона Кузнецкого Алатау. Завершая его характеристику, мы, таким образом, завершаем описание всего улень-туимского комплекса в целом. Поэтому будет уместным в качестве итога сказанному привести сводную таблицу средних химических составов основных групп пород комплекса, которые явятся для нас в дальнейшем эталонами при всякого рода сопоставлениях (табл. 12). Для составления таблицы использованы химические анализы пород как описанных, так и не описанных (Саралинский плутон) в работе массивов.

Из табл. 12 видно, что средний химический состав пород первой фазы улень-туимского комплекса близок среднему составу кварцевого сиенита — граносиенита по Дэли. По принятой классификации эти породы относятся к меланократовому умереннощелочному умереннонатровому классу. Средний химический состав гранитов второй фазы близок среднему составу щелочноземельного гранита по Дэли с отклонением в сторону щелочного гранита.

Эти граниты принадлежат к лейкократовым умереннощелочным умереннонатровым породам. Средний состав пертит-антипертитовых щелочных сиенитов аналогичен среднему составу щелочного сиенита по Дэли. Перицит-антипертитовые сиениты относятся к неопределенному по меланократовости умереннощелочному умереннонатровому классу пород.

РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ГАББРОВЫЕ И ГРАНИТОИДНЫЕ АССОЦИАЦИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ МАРТАЙГИ

Интрузивные образования центральной части Мартайги, о которых пойдет речь в настоящем разделе работы, сосредоточены в полосе меридионального простиранья, протягивающейся от района рудника Берикюль на севере до района горы Бол. Таскыл на юге. Ширина полосы 7—25 км, длина — около 60 км (рис. 17). Располагаются интрузивные образования этой полосы в западной части Кийской интрагеоантиклинальной зоны. В пределах полосы размещаются пять интрузивных массивов, три из которых (Новоберикюльский, Ударнинский, Большетаскыльский) относятся к раннепалеозойской сиенит-габбровой формации, а два (Дудетский и Николкинский) — к раннепалеозойской формации гранитоидных батолитов.

Для читателя, знакомого с магматизмом Кузнецкого Алатау, известно, что раннепалеозойский возраст сиенит-габбровых массивов центральной части Мартайги принимается не всеми исследователями. Есть геологи, которые относили, да и сейчас продолжают относить, эти массивы к среднему палеозою. Однако исследования, специально предпринятые нами в начале 60-х годов (в этот период совместно с В. И. Богнибовым) и в последующее десятилетие, по изучению взаимоотношений габбро и сиенитов с раннепалеозойскими гранитоидами показали, что габбро заведомо древнее гранитоидов, сиениты — синхронны им и, таким образом, ни те, ни другие образования не могут иметь среднепалеозойский возраст. Результаты этих исследований были изложены в ряде публикаций [Довгаль В. Н., Богнибов В. И., 1965; Довгаль В. Н., 1968, 1975; Довгаль В. Н. и др., 1972, 1977]. Кстати, эти результаты лишь подтвердили ранее полученные данные о догранитном возрасте габбро центральной части Мартайги, которые были не приняты во внимание сторонниками среднепалеозойского возраста сиенит-габбровой ассоциации. О прорыве габбро окрестностей Берикюля раннепалеозойскими гранитоидами, например, еще в 1938 г. писал В. К. Монич [1938]. Позже эти наблюдения подтвердил В. А. Заварицкий [1945], причем к догранитным образованиям он отнес и развитые в районе Берикюля щелочные сиениты. Прорыв габбро Бол. Таскыла раннепалеозойскими гранитами установил в первой половине 50-х годов Г. А. Иванкин.

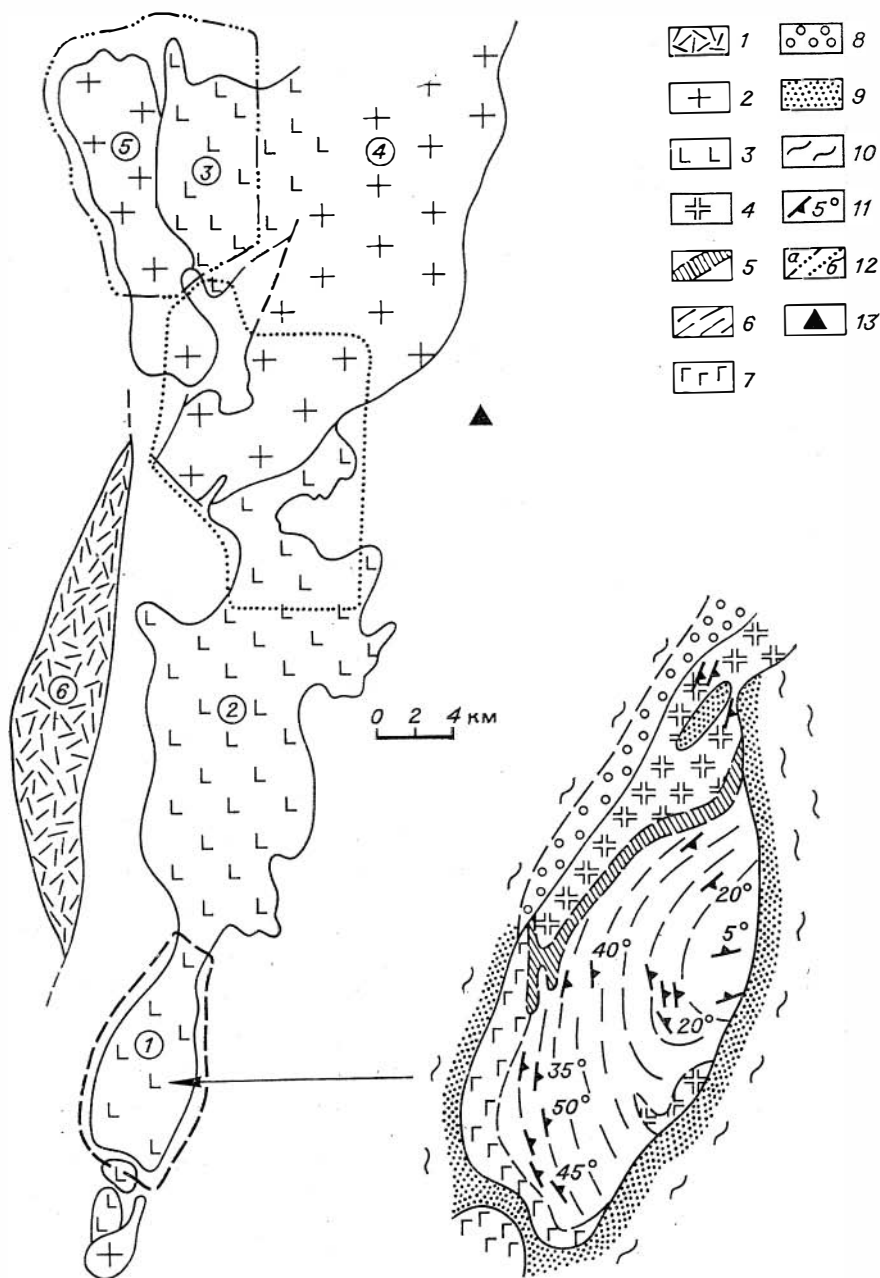


Рис. 17. Схема размещения интрузивных образований в центральной части Марининской Тайги (составлена авторами с использованием данных А. Е. Курмеев, А. П. Мостовского и др.).

1 — эффузивные и интрузивные породы девона; 2 — массивы раннепалеозойской формации гранитоидных батолитов (мартайгинский комплекс); 3 — массивы раннепалеозойской сиенит-габбровой ассоциации. Интрузив горы Бол. Таскыл [Кривенко А. П., 1973]; 4 — щелочные сиениты; 5 — породы промежуточного состава между габбро и сиенитами; 6 — габбро; 7 — амфиболовые габбро; 8 — сиенитизированные вмещающие породы; 9 — роговики; 10 — амфиболиты; 11 — элементы залегания трахитоидности и полосчатости; 12 — контуры территорий, показанных на рис. 18 а) и 20 (б); 13 — место обнаружения конгломератов с галькой щелочных сиенитов в районе ст. Полудорник. Массивы: 1 — гора Бол. Таскыл; 2 — Ударный; 3 — Новоберкульский; 4 — Дудетский; 5 — Николкинский; 6 — Талавовский грабен.

За последние 10—15 лет раннепалеозойский возраст габбро Берикюля, Бол. Таскыла и Ударнинского плутона был подтвержден рядом геологов-съемщиков, проводивших работы на этой территории [Никонов О. И., 1972; Минин А. Д., 1977; Минин А. Д., Саратовцева Е. К., 1979; Овсепянц Ю. А. и др.]. Ни одного факта, который противоречил бы такой возрастной позиции габбро, обнаружено не было. Что же касается щелочных сиенитов, то с ними дело обстоит несколько сложнее. Некоторые исследователи начали отрывать сиениты во времени от габбро. Такой отрыв, вообще говоря, не лишен оснований. Однако и он не должен выводить сиениты за рамки раннего палеозоя.

Главные доказательства раннепалеозойского возраста щелочных сиенитов получены на основании изучения взаимоотношения этих сиенитов с раннепалеозойскими гранитоидами. В последнее время, однако, появились факты и иного рода, которые тоже могут оказаться свидетельством раннепалеозойского возраста сиенитов. В данном случае имеются в виду щелочные сиениты, обнаруженные З. П. Никоновой и О. И. Никоновым в гальке конгломератов в районе ст. Полуторник в 7 км восточнее Ударнинского плутона. Об этих конгломератах мы уже писали раньше. Возраст их не ясен. Они принадлежат или к раннему — среднему кембрию или же являются базальными конгломератами девона. В первом случае отношения к раннепалеозойской сиенит-габбровой ассоциации Мартайги они, очевидно, не имеют, доказывая лишь, что сиениты, подобные сиенитам этой ассоциации, появлялись в Мартайге уже в первой половине кембрия или даже раньше. Во втором же случае их можно параллелизовать с сиенитами раннепалеозойской сиенит-габбровой ассоциации.

Конгломераты района ст. Полуторник состоят из хорошо окатанной гальки кварцитов, карбонатных пород, зеленокаменных вулканитов, кварцевых и бескварцевых щелочных сиенитов, микросиенитов, ортофиров, кварцевых порфиров. Щелочные сиениты, как и щелочные сиениты раннепалеозойской сиенит-габбровой ассоциации, относятся к пертит-антипертитовым разновидностям. Они имеют средне- и крупнозернистую структуру, розовую окраску. Сложены эти породы пертитовым и антипертитовым калинатовым полевым шпатом, разложенным темноцветным минералом, часто кварцем. Обнаруживают, причем порою весьма большое, сходство с щелочными сиенитами Ударнинского и Новоберикюльского массивов [Довгаль В. Н. и др., 1977].

Нами выполнены химические анализы двух образцов щелочных сиенитов из гальки конгломератов (табл. 13). Сравнение этих анализов с химическими составами щелочных сиенитов Новоберикюльского и северной части Ударнинского плутонов (см. табл. 19) показало, что от первых из этих пород щелочные сиениты конгломератов значимо отличаются по содержанию калия (в большую сторону) и по величине параметров b и n (оба в меньшую сторону). По сравнению с щелочными сиенитами северной части Ударнинского плутона щелочные сиениты конгломератов значимо беднее титаном, магнием и богаче калием. Как и в первом случае, для них характерны меньшие значения параметров b и n (сравнение проводилось по Вилкоксону).

Хотя свидетельств раннепалеозойского возраста сиенит-габбровой ассоциации Мартайги со временем становится все больше, некоторые из сторонников девонского возраста этой ассоциации продолжают настаивать на своей точке зрения, выступая с критическими замечаниями в наш адрес [Кортусов М. П. и др., 1976]. Однако суть таких замечаний сводится не к приведению фактов, опровергающих наши доводы в пользу раннепалеозойского возраста сиенит-габбровой ассоциации, а ограничивается выражением сомнений по поводу «качественности» этих доводов. В подобной ситуации обсуждение критических замечаний оппонентов неизбежно сведется к повторению тех геологических наблюдений, которые использованы нами в качестве доказательства раннепалеозойского возраста габбро

Химический состав щелочных сиенитов из гальки конгломератов района ст. Полуторник

Оксиды, характери- стики	Образец					
	Д1868 е	В пересчете на 100 %	Д1868к	В пересчете на 100 %	Среднее	В пере- счете на 100 %
SiO ₂	63,78	64,62	64,20	65,16	63,99	64,90
TiO ₂	0,16	0,16	0,05	0,05	0,10	0,10
Al ₂ O ₃	19,13	19,38	19,20	19,49	19,16	19,43
Fe ₂ O ₃	1,33	1,35	0,90	0,91	1,11	1,13
FeO	1,49	1,51	1,04	1,06	1,26	1,28
ΣFeO	—	2,69	—	1,85	—	2,26
MnO	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03
MgO	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
CaO	1,55	1,57	2,03	2,06	1,79	1,82
Na ₂ O	6,00	6,08	5,72	5,80	5,86	5,94
K ₂ O	5,22	5,29	5,36	5,44	5,29	5,37
P ₂ O ₅	Не обн.	—	Не обн.	—	Не обн.	—
П. п. п.	1,04	—	1,23	—	1,13	—
С у м м а	99,74	—	99,76	—	99,75	—
<i>a</i>	21,0	—	20,8	—	20,9	—
<i>c</i>	1,9	—	2,6	—	2,3	—
<i>b</i>	4,4	—	2,1	—	3,1	—
<i>b'</i>	3,2	—	1,8	—	2,5	—
<i>f'</i>	73	—	87	—	80	—
<i>a'</i>	27	—	13	—	20	—
<i>n</i>	63	—	62	—	63	—
<i>Q</i>	+3,2	—	+4,8	—	+4,0	—
<i>d</i>	0,81	—	0,79	—	0,80	—
<i>α</i>	8,3	—	11,1	—	9,7	—
<i>F</i>	100	—	100	—	100	—

Примечание. Химические анализы выполнены в ИГиГ СО АН СССР, аналитик Л. С. Зоркина.

и сиенитов и которые подробно описаны в ряде публикаций [Довгаль В. Н., Богнибов В. И., 1965; Довгаль В. Н. и др., 1972, 1977; Довгаль В. Н., 1968]. Но это едва ли целесообразно.

Многолетнее изучение интрузивных образований центральной части Мартайги показало, что раннепалеозойская сиенит-габбровая ассоциация этой области не только не моложе раннепалеозойских батолитовых гранитоидов, но находится с ними в более сложных взаимоотношениях, чем те, которые вытекают из понятия обычной возрастной последовательности пород. Габбро раннепалеозойской сиенит-габбровой ассоциации во всех случаях древнее гранитоидов батолитовой формации, но щелочные сиениты в части сиенит-габбровых массивов синхронны гранитоидам и связаны в своем происхождении с формированием этих пород [Довгаль В. Н., 1975]. К такого типа щелочным сиенитам принадлежат сиениты Новобериккульского и по крайней мере северной части Ударнинского плутонов. Щелочные сиениты Бол. Таскыла не обнаруживают подобных связей с раннепалеозойскими гранитоидами. Они производят впечатление производных габбровой магмы. Большетаскыльские сиениты значительно теснее, чем сиениты Новобериккульского и Ударнинского массивов, сопряжены с габбро в структурном отношении, несколько отличаются от этих сиенитов по составу. Да и сам по себе Большетаскыльский интрузив отличается от Новобериккульского и Ударнинского массивов по форме, внутреннему строению, составу габбро и по некоторым другим чертам. Все это заставляет при описании раннепалеозойской сиенит-габбровой ассоциации центральной части Мариинской Тайги говорить о существовании в ней двух типов массивов, которые, однако, тесно связаны между собой: для массивов

обоих типов доказывается раннепалеозойский возраст, залегают эти массивы в одной тектонической зоне и, самое главное, они по простиранию, по существу, переходят друг в друга. Во всяком случае, щелочные сиениты Ударнинского плутона соединяются с щелочными сиенитами Больше-таскыльского интрузива и являются их северным продолжением.

Нетрудно видеть, что взаимоотношения, наблюдаемые между габбро и сиенитами в Новоберикульском и Ударнинском плутонах, аналогичны взаимоотношениям между габбро котгакского комплекса и щелочными сиенитами раннепалеозойской формации гранитоидных батолитов на восточном склоне Кузнецкого Алатау. Тем не менее объединения габбро с сиенитами в один комплекс на восточном склоне мы не производим, тогда как для Мартайги ведем речь о сиенит-габбровой ассоциации. Это, конечно, непоследовательно, но нарушать традицию в определении формационной принадлежности Новоберикульского и Ударнинского плутонов нам бы не хотелось, тем более что геологическая ситуация, связанная с проявлением раннепалеозойских габбро и сиенитов в Мартайге, все же несколько отличается от таковой восточного склона Кузнецкого Алатау. Отличия эти заключаются, во-первых, в том, что в Мартайге имеются настоящие сиенит-габбровые интрузивы, представленные массивом горы Бол. Таскыл, сиениты которого сменяются по латерали сиенитами Ударнинского плутона. Во-вторых, сиениты и Новоберикульского, и Ударнинского интрузивов пространственно и структурно гораздо теснее связаны с габбро, чем щелочные сиениты батолитовой формации с габбро котгакского комплекса. Если на восточном склоне Кузнецкого Алатау принадлежность расположенных среди габбро щелочных сиенитов к батолитовой формации устанавливается обычно без особого труда, то в случае Ударнинского и Новоберикульского массивов обнаружение такой принадлежности потребовало годы. Массивы типа Ударнинского и Новоберикульского на восточном склоне Кузнецкого Алатау отсутствуют.

Объединение габбро и сиенитов Новоберикульского и Ударнинского интрузивов в один комплекс, естественно, заставляет поставить вопрос о том, насколько правомерно такое объединение с формационной точки зрения? Нам кажется, что ответ на этот вопрос зависит от того, как понимать магматический комплекс и какие цели преследуются его выделением. Если придавать понятию «магматический комплекс» генетический смысл, то габбро и сиениты, конечно, следует относить к различным породным ассоциациям. Если же рассматривать «комплекс» только в морфологическом плане как удобный для целей картирования и систематики материала естественный породный парагенезис, то отказываться от выделения раннепалеозойского сиенит-габбрового комплекса нет смысла. Понятием «сиенит-габбровый комплекс» геологи оперировали при составлении карт многие годы, и не появившись данных, о которых идет речь в настоящей работе, в правомерности выделения такого сообщества пород не было бы сомнений. Нет никакой гарантии, что с различными по генезису и времени образования породами мы имеем дело и в других магматических комплексах, тем не менее при картировочных работах, при изучении геологической истории регионов и при решении ряда других вопросов мы успешно пользуемся этими понятиями.

При обсуждении вопроса о возрасте сиенит-габбровых интрузивов центральной части Мартайги нельзя не сказать о том, что несколько западнее полосы их развития известно довольно большое поле девонских вулканитов, выполняющих так называемый Талановский грабен (см. рис. 17). Вулканиты представлены нормальщелочными и ощелоченными андезитовыми и базальтовыми порфиритами, ортофирами, фонолитами и др., которые прорываются небольшими телами щелочных и нефелиновых сиенитов, монцонитов, граносиенитов. Не исключено, что интрузивные породы, в частности щелочные и нефелиновые сиениты, выходят за пределы грабена и встречаются среди пород раннего палеозоя, в том

числе среди пород Ударнинского плутона, где они в настоящее время не могут быть отделены от сходных образований раннего палеозоя. Девонскими в пределах Ударнинского плутона могут оказаться, например, некоторые нефелиновые сиениты, которые, по данным М. П. Кортусова [1963], секут плутон в виде даек. Однако в любом случае главная масса сиенитов Ударнинского плутона имеет все же раннепалеозойский возраст. Это устанавливается не только путем прослеживания взаимоотношений ударнинских сиенитов с раннепалеозойскими гранитоидами в северной части плутона, но и на основании некоторых иных соображений. Обращает, например, на себя внимание резкая разнофациальность интрузивных пород Талановского грабена и пород Ударнинского плутона, которую нельзя не принимать во внимание, если параллелизовать эти породы во времени. Щелочные и нефелиновые сиениты Талановского грабена формировались в поверхностных и близповерхностных условиях, сиениты же Ударнинского плутона — в гипабиссальных, как минимум. Следовательно, для того, чтобы те и другие породы оказались совмещенными на одном, как это имеет место в настоящее время, гипсометрическом уровне, они должны были испытать, при условии их разновозрастности, значительные вертикальные перемещения относительно друг друга. Но признаков такого перемещения не обнаруживается. Изучавшие Талановский грабен В. Г. Крюков и др. [1969] описывают в нем дайки спессартигов и диоритовых порфиритов, появившиеся на заключительных стадиях формирования изверженных пород грабена. Эти дайки частично пересекают границу грабена, выходя за его пределы во вмещающие Ударнинский плутон породы раннего палеозоя. При этом никаких признаков тектонического смещения или дробления даек в местах пересечения ими границы грабена не отмечается.

Раннепалеозойская сиенит-габбровая ассоциация

Характеристику сиенит-габбрового комплекса мы начнем с **Большетаскыльского** интрузива. Этот интрузив в общих чертах изучался Д. В. Никитиным [1940], В. А. Кузнецовым [1940], Г. А. Иванкиным, Ю. А. Кузнецовым [1961], М. П. Кортусовым [1962, 1963], Н. И. Кузоватовым [1964, 1967], В. Н. Довгалем и В. И. Богнибовым [1965], Н. И. Кузоватовым, М. П. Кортусовым [1976], А. Д. Минниным [1977] и др. Подробно он описан А. П. Кривенко [1973], работой которого мы и воспользуемся для характеристики интрузива.

Залегает Большетаскыльский интрузив среди мраморов и кристаллических сланцев рифея. Площадь его равна 40 кв. км (см. рис. 17). Интрузив на 75% состоит из основных пород, среди которых преобладают полосчатые и трахитоидные габбро. Элементы залегания полосчатости и трахитоидности отрисовывают внутреннюю воронкообразную структуру массива. В северной части массива обнажаются пертит-антипертитовые щелочные сиениты. Они слагают крупное лицейно-вытянутое тело, которое, протягиваясь в северо-восточном направлении, выходит за пределы интрузива, сливаясь с породами Ударнинского плутона. Своей южной половиной это тело вписывается в контуры интрузива и залегает согласно с трахитоидностью и полосчатостью габбро. В сиенитах тоже наблюдаются трахитоидные и полосчатые текстуры. Они совпадают по простиранию с удлинением сиенитового тела и падают под углами 20—55° к центру интрузива.

В незначительном количестве щелочные сиениты имеются также в южной части интрузива. Там они слагают небольшую пологолежащую пластообразную залежь мощностью 50—80 м, располагающуюся в габбро согласно с их полосчатостью.

Щелочные сиениты севера Большетаскыльского интрузива формировались позднее габбро, хотя признаков их интрузивного внедрения в большинстве случаев не обнаруживается. Вдоль контакта сиенитов с габ-

бро развита полоса пород промежуточного состава (пироксен-амфиболовых, оливин-биотитовых, биотит-пироксеновых и других диоритов), vznikшая в результате сиенитизации габбро. Ширина полосы достигает 300—400 м. Сиенитизации в контактах с сиенитами северной части интрузива подвергались также вмещающие порфириды и сланцы. В зоне шириной до 600 м они превращены в плагиоклаз-амфиболовые метасоматиты с линзами сиенитов.

В южной части Большетаскыльского интрузива габбро рвутся гранитами небольшого Александровского штока, обнаженного на площади 3—4 кв. км. Граниты состоят из кварца (28%), олигоклаза № 10—28 (44%), микроклина (23%), обыкновенной и темно-зеленой роговой обманки (3%), биотита (2%), сфена, апатита, рудного минерала, ортита. В контакте с гранитами габбро испытывают амфибололизацию, деанортизацию плагиоклаза и другие изменения, аналогичные тем изменениям, которые описывались нами в связи с воздействием на когтахские габбро гранитоидов улень-туимского комплекса.

Граниты Александровского штока отождествляются по составу с раннепалеозойскими гранитами Кузнецкого Алатау и поэтому прорыв ими габбро Бол. Таскыла рассматривается как доказательство раннепалеозойского или более древнего возраста Большетаскыльского интрузива. Для того чтобы проверить степень тождества александровских гранитов с гранитами раннего палеозоя, мы сопоставили их средний химический состав, подсчитанный на основании анализов, взятых у Б. Ф. Налетова, со средними химическими составами гранитов второй фазы раннепалеозойских гранитоидных батолитов западного (см. табл. 23) и восточного (см. табл. 12) склонов Кузнецкого Алатау, с гранитами второй фазы раннепалеозойского Дудетского гранитоидного плутона в районе Берикюля (см. табл. 20) и, наконец, со средним составом девонских гранитов Кузнецкого Алатау (см. табл. 35). Результаты такого сопоставления показаны в табл. 14. Прочерки в таблице соответствуют окислам, для которых не обнаружены различия по *t*-критерию.

Из табл. 14 видно, что наибольшее количество различий граниты Александровского штока обнаруживают с девонскими гранитами Кузнецкого Алатау, наименьшее — с раннепалеозойскими гранитами Дудетского плутона. Это, надо полагать, служит подтверждением раннепалеозойского возраста александровских гранитов.

Габбро Большетаскыльского интрузива относятся к оливиновым и безоливиновым титанавгитовым разностям, содержащим керсутит, ильменит и титаномagnetит. В расслоенных типах наблюдается появление эвкритов, троктолитов, габброперидотитов, анортозитов и др. В юго-западном и западном эндоконтактах массива появляются безоливиновые титанавгит-керсутитовые и керсутитовые габбро. Они слагают полосу шири-

Т а б л и ц а 14

Средний химический состав александровских гранитов и его сопоставление с химическим составом других гранитов Кузнецкого Алатау

Окислы	\bar{X}	S					Окислы	\bar{X}	S				
			1	2	3	4				1	2	3	4
SiO ₂	71,40	2,00	—	—	—	+	ΣFeO	1,87	0,37	+	+	+	+
TiO ₂	0,25	0,10	—	—	—	—	MgO	0,15	0,16	+	+	+	+
Al ₂ O ₃	16,08	0,88	+	+	—	+	CaO	2,30	0,95	—	+	—	+
Fe ₂ O ₃	0,20	0,22	Не сравнивались				Na ₂ O	4,93	0,92	+	+	—	+
FeO	1,69	0,41	Не сравнивались				K ₂ O	2,82	0,52	—	+	—	+

Примечание. n=10; 1—4 — результаты сопоставления с гранитами западного (1) и восточного (2) склонов Кузнецкого Алатау, Дудетского массива (3) и с девонскими гранитами Кузнецкого Алатау (4). Минус — нет отличий, плюс — есть отличия.

риной 250—750 м и связаны с прочими породами массива взаимопереходами. Среди габбро встречаются линзообразные залежи и секущие жилы крупнозернистых плагиоклаз-амфиболовых пегматитов.

Плагиоклаз габбровых пород Большетаскыльского массива варьирует от № 55 до № 90. Пироксен относится к богатому титаном клинопироксену. Имеет $+2V = 45-53^\circ$; $N_p = 1,693-1,702$; $N_g = 1,718-1,728$. Окрашен в сиреневые тона. Оливин принадлежит к гиалосидериту и гортонолиту ($N_p = 1,700-1,760$; $N_g = 1,748-1,791$). Роговая обманка окрашена в густо-коричневые тона. Имеет $\angle cNg = 8-19^\circ$; $-2V = 78-83^\circ$; $N_p = 1,670-1,690$; $N_g = 1,702-1,714$. Содержит до 7% TiO_2 .

Щелочные сиениты Большетаскыльского интрузива в типичном выражении представляют собой крупно- и среднезернистые породы, состоящие из удлиненных всегда ориентированных в одном направлении кристаллов калинатрового полевого шпата и темноцветных минералов в количестве до 10—15%. Кристаллы калинатрового полевого шпата имеют очень неровные зубчатые контуры и грубое пертитовое и антипертитовое строение с ориентировкой вростков калишпата вдоль плоскости (15.0.2) и вблизи ее. Среднее соотношение в нем ортоклазовой, альбитовой и анортитовой молекул, по данным четырех анализов, приводимых А. П. Кривенко [1973], равно $Or_{33}Ab_{62}An_5$.

По своему облику, строению и составу полевой шпат щелочных сиенитов Бол. Таскыла аналогичен калинатровому полевому шпату щелочных сиенитов раннепалеозойских гранитоидных батолитов восточного склона Кузнецкого Алатау.

Темноцветные минералы в большетаскыльских щелочных сиенитах представлены пироксеном, амфиболом, биотитом, оливином. Пироксен, судя по химическим анализам, приводимым А. П. Кривенко [1973], относится к авгиту и салиту. Бесцветен или окрашен в зеленые тона. Имеет $+2V = 57-66^\circ$; $N_p = 1,704-1,721$; $N_g = 1,730-1,746$. Роговая обманка относится к гастингситу. Биотит имеет железистость $f = 67$ (один замер). Сведений по оптике и составу оливина нет. Минерал этот присутствует в незначительных количествах (1—2%) и почти всегда полностью разложен. Данных о частоте встречаемости отдельных темноцветных минералов в большетаскыльских щелочных сиенитах не имеется.

В щелочных сиенитах северной части интрузива иногда встречается нефелин. Его максимальное количество 15—25%. Нефелинсодержащие щелочные сиениты связаны с безнефелиновыми сиенитами взаимопереходами. М. П. Кортусов и др. [1963] пишут о наличии здесь даек нефелиновых сиенитов. В сиенитах южной части Большетаскыльского интрузива (район горы Дедов Камень) присутствует до 5% кварца.

Очень интересными породами Бол. Таскыла являются развитые вдоль контакта с северного сиенитового тела с габбро пироксен-амфиболовые, биотит-пироксеновые, оливин-биотит-пироксеновые и другие диориты, олигоклазовые диориты, плагиосиениты, изредка сиенитодиориты и некоторые другие. Это однотипные образования, состоящие из плагиоклаза (олигоклаз, андезин) и четырех темноцветных минералов — пироксена, оливина, амфибола и биотита — в различных количествах и сочетаниях. В сиенитодиоритах в незначительном количестве появляется калинатровый полевой шпат.

Уменьшение основности плагиоклаза с переходом от более основных пород этого ряда к менее основным коррелируется с уменьшением в них количества темноцветных минералов, содержание которых в олигоклазовых диоритах и плагиосиенитах сокращается до 20—15%. Меняется состав темноцветных минералов, приближаясь к составу темноцветных минералов щелочных сиенитов. Возрастает, в частности, их железистость. В пироксене уменьшается количество титана. Он теряет сиреневую окраску. Плагиоклаз постепенно обогащается калиевым компонентом. В плагиосиенитах он уже иногда содержит в себе редкие тонкие жилковатые вростки

калишпата, начиная напоминать собой в этом отношении полевой шпат щелочных сиенитов. Одновременно зерна олигоклаза приобретают широкотаблитчатые очертания, теряют четкость ограничений. Контуры их становятся неровными.

Породы из зоны перехода от габбро к щелочным сиенитам Бол. Таскыла напоминают собой, во всяком случае по типу минерального парагенезиса, некоторые породы второй фазы когтахского комплекса. На это обстоятельство уже обращалось внимание раньше [Довгаль В. Н., 1968]. Такими аналогами в когтахском комплексе являются биотит-пироксеновые и оливин-биотит-пироксеновые диориты, олигоклазовые диориты высшего бока Ужунжульского силла и др.

Габбро и сиениты Бол. Таскыла секутся дайками и мелкими штоками единотов и спессартитов.

Новоберикунский интрузив. Изучением этого интрузива занимались В. К. Мониц [1938], В. А. Заварицкий [1945], В. А. Врублевский [1963 и др.], Б. Д. Васильев [1964], В. Н. Довгаль, В. И. Богнибов [1965], В. Н. Довгаль, В. А. Широких, Л. В. Алабин [1972], В. Н. Довгаль [1968], М. П. Кортусов, И. Ф. Пономарев, Ю. А. Овсепянц и др. Интрузив имеет в длину 14 км, в ширину — 8 км. Его площадь равна приблизительно 70 кв. км. Залегает главным образом среди вулканитов берикунской свиты среднего кембрия. На востоке он рвется раннепалеозойскими гранитоидами Дудетского, а на западе — раннепалеозойскими гранитоидами Николкинского плутона (рис. 18). По форме залегания он представляет собой или приуроченную к основанию берикунской свиты крупную межформационную пластовую залежь, или лакколлит [Васильев Б. Д., Кортусов М. П., 1964], или, быть может, шток.

Сложен Новоберикунский массив главным образом габбро, габбродиоритами и диоритами, которые изредка переходят в эвкриты, габбронориты и габброверлиты. Эти породы имеют довольно однообразный выдержанный облик. Обладают однородной массивной текстурой. Полосчатые и трахитоидные текстуры для них редки. Трахитоидность имеет близкое к меридиональному северо-восточное или северо-западное простирание и пологое (20—30°) падение в восточном направлении.

Состоят новоберикунские габбро и диориты из плагиоклаза, клинопироксена (авгита, салита, изредка сиреневого титанавгита), бурой роговой обманки, кое-где оливина, биотита, акцессориев. Основность плагиоклаза меняется от № 75—95 до андезина и олигоклаз-андезина. В целом по массиву решительно преобладают породы с плагиоклазом № 32—55. Они составляют 61—86% (42 из 66) объема габбро и диоритов. Пироксен в наиболее основных породах ряда имеет $+2V = 49—52^\circ$; $Np = 1,678$; $Ng = 1,700$; в габбродиоритах и в диоритах $+2V = 54—58^\circ$; $Np = 1,690—1,695$, $Ng = 1,713—1,717$. Количество пироксена по мере перехода к диоритам сокращается. Роговая обманка в этом же направлении меняет свои оптические константы от $\perp cNg = 13^\circ$; $-2V = 76—84^\circ$; $Np = 1,643—1,645$, $Ng = 1,668$ до $\perp cNg = 9—16^\circ$; $-2V = 66—74^\circ$; $Np = 1,661—1,675$, $Ng = 1,687—1,699$. Количество ее в диоритах возрастает. Оливин относится к хризолиту ($-2V = 87^\circ$; $Np = 1,665$, $Ng = 1,702$). Он встречается только в габброверлитах, эвкритах и части габбро. В некоторых габбро и диоритах Новоберикунского массива присутствует биотит. Обычно он развивается как продукт замещения пироксена и роговой обманки. Но иногда образует совершенно самостоятельные листочки. Общее содержание темноцветных минералов в новоберикунских габбро и диоритах равно 30—60%.

Частота встречаемости отдельных темноцветных минералов в габбро и диоритах Новоберикунского массива выглядит следующим образом: пироксен отмечен в 83—97% шлифов (в 59 из 64), роговая обманка — в 80—96% (в 58 из 64), оливин — в 3—19% (в 6 из 64), биотит (исключая случаи развития его по другим темноцветным минералам) — в 8—27% (в 10

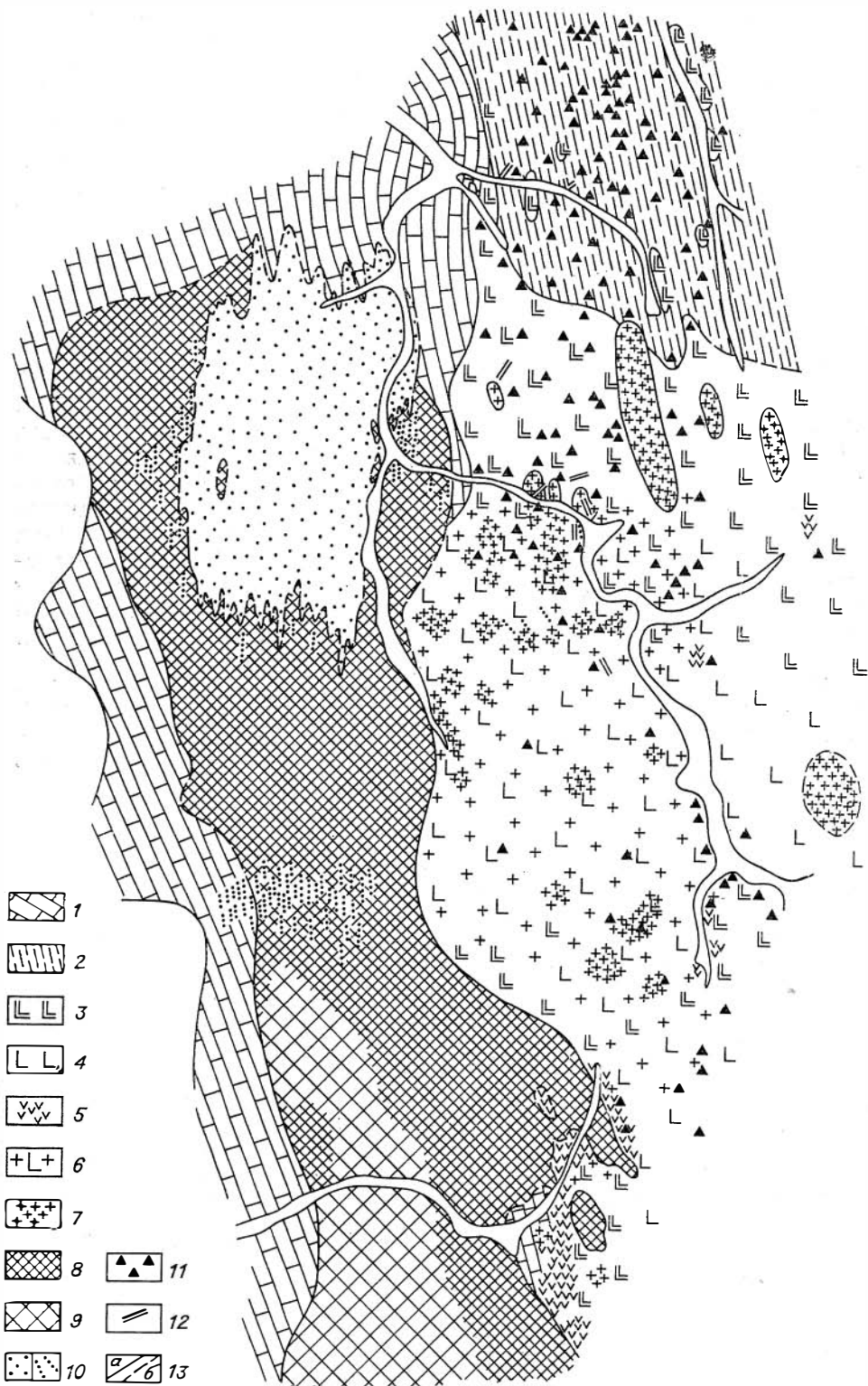


Рис. 18. Схема геологического строения окрестностей Берикюля [Довгаль В. П. 1972].

1 — существенно карбонатные породы рифея — раннего кембрия; 2 — порфириды среднего кембрия. Новоберикюльский массив: 3 — оловянные и безоловянные габбро, эвгриты, габбронориты, габброверлиты; 4 — пироксен-амфиболовые, амфиболовые, амфибол-пироксеновые диориты, габбро-

из 64). Наиболее часто встречаются пироксен-амфиболовые габбро и диориты (41—67%, 35 случаев из 64). Габбро и диориты с обратным соотношением этих минералов составляют лишь 6—23% (8 из 64). Исключительно амфиболовые разности пород отмечены в 2—15% случаев (4 из 64), исключительно пироксеновые — в 1 случае из 64.

В Новобериккульском массиве имеются биотит-пироксеновые диориты и габбродиориты, напоминающие собой биотит-пироксеновые диориты восточного склона Кузнецкого Алатау. Они встречены в 7 случаях из 64 (4—21%). Состоят эти породы из плагиоклаза № 28—57 (в одном шлифе до № 77), пироксена, биотита и кое-где незначительной примеси роговой обманки. Пироксен по оптическим свойствам не отличается от пироксена остальных диоритов массива.

Биотит-пироксеновые диориты и габбродиориты связаны с прочими габбро и диоритами массива взаимопереходами. Появляются они в западной части интрузива в участках значительного развития сиенитизированных пород и своим возникновением, судя по всему, обязаны процессам сиенитизации.

Распределение описанных выше пород в Новобериккульском массиве подчинено определенным закономерностям: диориты сосредоточены исключительно в его западной части, тяготеющей к контакту с Николкинским плутоном. Породы более основного состава располагаются преимущественно в северной и восточной частях интрузива (см. рис. 18).

В Новобериккульском интрузиве в большом количестве развиты антипертитовые щелочные сиениты. Это средне- и крупнозернистые породы, аналогичные по своему составу, структуре и облику ранее описанным щелочным сиенитам восточного склона Кузнецкого Алатау и интрузива горы Бол. Таскыл. Состоят они из крупных неровно очерченных кристаллов грубополосчатого антипертитового калинатрового полевого шпата, густо-зеленой роговой обманки, биотита, пироксена (авгита, салита), кварца, сфена, апатита, циркона. Содержание темноцветных минералов равно 3—10%, кварца — 0—5%.

Состав полевого шпата новобериккульских щелочных сиенитов (по данным 9 анализов): содержание CaO — 0,98% ($S = 0,33$), Na₂O — 7,14% ($S = 0,22$), K₂O — 5,26 ($S = 0,45$), содержание анортитовой молекулы — 5,4% ($S = 1,84$), альбитовой — 63,1% ($S = 4,01$), ортоклазовой — 31,5% ($S = 2,46$). Степень распада равна 1,07 ($S = 0,04$), степень триклинности калишпата — 0,6 ($S = 0,06$).

Роговая обманка имеет $\angle cNg = 13—15^\circ$; $-2V = 54—63^\circ$. У пироксена $+2V = 55—70^\circ$; $Np = 1,690—1,695$; $Ng = 1,713—1,725$. Пироксен бесцветен или окрашен в светло-зеленый цвет. Имеющиеся в нашем распоряжении и ранее не опубликованные в литературе химические анализы роговой обманки, пироксена и биотита из щелочных сиенитов Новобериккульского массива показаны в табл. 15.

Из темноцветных минералов в щелочных сиенитах чаще всего встречается роговая обманка. Она отмечена в 42—80% шлифов (в 17 из 27). В таком же количестве шлифов зафиксирован биотит, однако содержание его обычно не превосходит 1—2%. Пироксен отмечен в 25—64% шлифов (в 12 из 27). Темноцветы почти всегда наблюдаются в комбинации по два и по три минерала. Исключительно роговообманковые, пироксеновые или биотитовые сиениты очень редки. Кварц отмечен в 42—80% образцов сиенитов (в 17 из 27).

диориты, изредка габбро; 5 — мелкозернистые, частично порфириновые габбродиориты и диориты; 6 — диориты и габбродиориты, содержащие многочисленные дайки и пологолежащие линзообразные тела щелочных сиенитов; 7 — щелочные сиениты, слагающие более или менее крупные самостоятельные тела. Николкинский массив: 8 — щелочные сиениты, нордмаркиты, двуполовошпатовые сиениты, сиенитодиориты, ограниченно — диориты; 9 — поля значительного развития диоритов; 10 — диоритовые порфириты и лампрофиты; 11 — гранодиориты и граниты в дельте; 12 — дайки гранодиоритов и гранитов в коренном залегании; 13 — геологические границы (а — прослеженные, б — предполагаемые).

Химический состав темноцветных минералов щелочных сиенитов Новобериккульского массива

ОКСИДЫ, ИОНЫ	Образец				
	Д145б-68	Д145г-68	Д92б-68	Д400-68	145г-68
	1	2	3	4	5
SiO ₂	54,05	50,4	45,30	47,08	37,17
Al ₂ O ₃	0,53	0,6	6,18	5,92	12,32
TiO ₂	0,11	0,1	1,40	1,46	4,43
Fe ₂ O ₃	—	—	9,60	11,40	—
FeO	—	—	10,55	8,55	—
ΣFeO	15,87	17,2	—	—	20,19
MnO	0,90	0,7	0,34	0,85	0,16
MgO	9,75	10,6	10,50	10,99	10,70
CaO	20,21	20,3	10,90	10,69	0,06
Na ₂ O	0,39	0,3	1,69	2,03	0,05
K ₂ O	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,88	9,86
Si	2,031	1,975	6,82	6,86	2,88
Al	0,022	0,028	1,10	1,02	1,16
Ti	0,002	0,002	0,16	0,16	0,26
Fe ⁺³	—	—	1,08	1,24	—
Fe ⁺²	—	—	1,33	1,04	—
ΣFe ⁺²	0,497	0,559	—	—	1,23
MnO	0,024	0,023	0,04	0,10	—
Mg	0,646	0,615	2,35	2,39	1,23
Ca	0,813	0,847	1,76	1,67	—
Na	0,027	0,023	0,52	0,56	—
K	—	—	—	0,16	0,98
С у м м а	4,062	4,072	15,16	15,20	—
<i>f</i>	48,0	48,7	49,0	50,0	52

Примечание. 1, 2 — субнальцевый салит; 3, 4 — роговая обманка; 5 — биогит. Анализы выполнены в ИГиГ СО АН СССР на микрозонде УХА-5а. Аналитик Ю. Г. Лаврентьев.

Щелочные сиениты образуют в Новобериккульском интрузиве массу мелких тел, не менее 95% которых приурочено к западной половине массива, к полю развития диоритов. Сиениты, с одной стороны, слагают крутопадающие дайки мощностью от двух до нескольких сот метров и протяженностью в отдельных случаях до 2 км. Они имеют близкое к меридиональному северо-западное простирание и встречаются во всех частях интрузива. С другой стороны, сиениты образуют огромное количество мелких изолированных друг от друга линзообразных тел с азимутом простирания 350—20°, падающих в восточном направлении под углом 10—30°. Кое-где удается наблюдать, как такие линзообразные тела залегают согласно с наблюдаемой в породах массива трахитоидностью, из чего можно заключить, что они располагаются согласно с внутренней структурой габбрового тела. Размеры сиенитовых линз в длину равны 0,2—12 м, мощность их колеблется от 2—3 см до 4 м. Линзообразные тела сиенитов целиком сосредоточены в поле развития диоритов в западной части интрузива.

Контакты линзообразных тел сиенитов с вмещающими их диоритами иногда относительно резкие, но чаще постепенные. Диориты вблизи сиенитов превращены обычно в мелкозернистые роговиковые породы, в которых всегда в том или ином количестве присутствуют порфиробласты новообразованного щелочного полевого шпата размером 5—10 мм. В слу-

чае плавных переходов количество таких порфиробластов с приближением к сиенитовой линзе возрастает. Они дают отдельные скопления, постепенно вытесняя включающий их роговиковый агрегат и переходят в конце концов в сплошную щелочнополевошпатовую массу. Нередко приходится наблюдать, как линзы сиенитов по простираанию сменяются зонами развития в ороговикованных или неороговикованных диоритах порфиробластов щелочного полевого шпата. Аналогичные явления сиенитизации, но, вероятно, в меньших масштабах, имеют место и в контактах крутопадающих сиенитовых тел.

Линзообразные тела сиенитов, местами в сочетании с крутопадающими дайками этих пород, иногда настолько густо насыщают диориты, что здесь буквально невозможно встретить ни одного более или менее крупного обнажения диоритов, в котором отсутствовали бы сиениты в форме линз, даек, жилок или сопутствующих им зон развития порфиробластов щелочного полевого шпата. Некоторое представление о характере распределения сиенитов в диоритах дает рис. 19. Лишь с продвижением на восток и переходом на правобережье р. Мокрый Берикюль количество сиенитов сокращается почти до полного их исчезновения.

Характер изменения диоритов при сиенитизации их в контактах с сиенитовыми телами под микроскопом выглядит следующим образом. На самых начальных стадиях сиенитизации в диоритах происходит слабая деанортизация с образованием андезина, по-видимому, не ниже № 30. Структурный рисунок породы на первых порах почти не меняется. Далее начинается перекристаллизация породы. Зерна плагиоклаза, пироксена и роговой обманки значительно сокращаются в своих размерах, становятся изометричными и порода приобретает аллотриоморфную, иногда типичную роговиковую структуру. Подобная перекристаллизация в одних случаях охватывает всю породу в целом, в других — лишь ее отдельные участки, между которыми сохраняются относительно крупные кристаллы плагиоклаза и реже пироксена. Перекристаллизация сопровождается дальнейшей деанортизацией плагиоклаза, который приобретает состав кислото андезина или олигоклаза. Роговая обманка из бурой превращается в зеленовато-бурую или зеленую. Несколько увеличивается показатель ее преломления. Роговая обманка обогащается кремнеземом, железом, обедняется титаном (данные химанализов). Количество роговой обманки уменьшается, и очень часто этот минерал исчезает совсем. Пироксен, опять-таки по данным химанализов, становится богаче железом, марганцем, беднее — алюминием, титаном, магнием, однако оптические свойства его не меняются. В том или ином количестве всегда появляется биотит.

На этой стадии изменения пород в них возникают изолированные друг от друга порфиробласты щелочного полевого шпата. Иногда это решетчатый микроклин, а чаще — антипертит. Состав порфиробластов антипертита показан в табл. 16.

Дальнейшая сиенитизация влечет за собой увеличение количества порфиробластов щелочного полевого шпата, которые начинают группироваться друг около друга. Плагиоклаз в цементирующей их основной массе породы становится еще кислее — № 12—24. В нем часто появляются тонкие вростки калиевого полевого шпата, т. е. в таких случаях он, по существу, уже представлен антипертитом, аналогичным антипертиту порфиробластов. Эти антипертитовые зерна,

Т а б л и ц а 16
Состав порфиробластов полевого шпата из частично сиенитизированных диоритов

Образец	Окислы			Полевой шпат		
	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	An	Ab	Or
Г700г-68	3,51	6,80	2,40	19	66	15
Г700в-68	3,52	7,88	2,64	17	68	15
Г703а-68	2,50	8,35	2,98	12	71	17
Г703б-68	2,02	8,19	3,20	10	72	18

Примечание. Химанализы выполнены в ИГиГ СО АН СССР. Аналитик Э. С. Гулецакая.

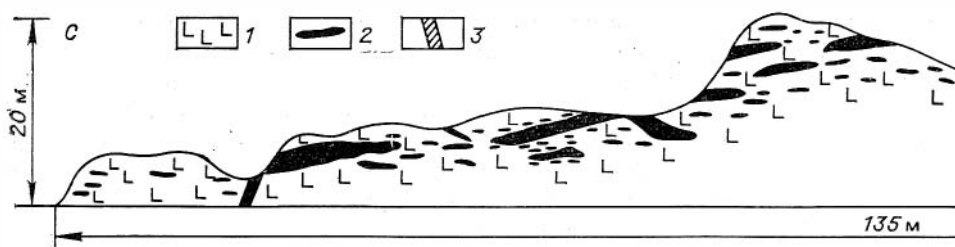


Рис. 19. Характер залегания тел щелочных сиенитов
1 — диориты; 2 — щелочные сиениты;

сохраняя изометричные очертания, приобретают неровные, порою довольно причудливые ограничения, подобные ограничениям зерен щелочного полевого шпата в типичных сиенитах. В некоторых случаях наблюдается увеличение их размеров по сравнению с размером плагиоклазовых кристаллов в роговиках и перекристаллизованных габбро и диоритах.

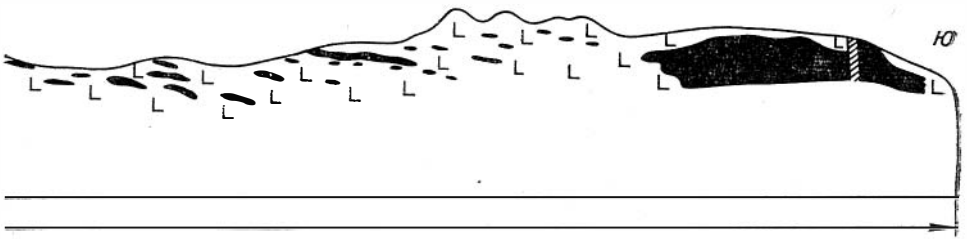
В породе происходит уменьшение количества пироксена и одновременно некоторое перераспределение его: появляются жилки этого минерала, приуроченные главным образом к границам крупных кристаллов антипертита. Пироксену почти всегда сопутствует биотит. Подобно пироксену ведет себя и роговая обманка, если она еще сохраняется в породе. Состав ее приближается к гастингситу.

Конечным продуктом процесса сиенитизации являются описанные выше антипертитовые щелочные сиениты. В них обычно еще сохраняются незначительные реликты мелкозернистого агрегата. Он или образует мелкие пятна в угловатых промежутках между кристаллами калинатрового полевого шпата, или локализуется в виде цепочек зерен вдоль границ этих кристаллов. Сиениты, совершенно лишенные реликтов мелкозернистого агрегата, очень редки.

Габбро и диориты Новобериккульского массива иногда секутся дайками мелкозернистых габбродиоритов, диоритов, габбродиорит-порфиритов и диорит-порфиритов. В особенно заметном количестве эти породы появляются в юго-западной части массива. По своему составу они аналогичны вышеописанным габбро и диоритам интрузива, будучи сложены такими же, как в них, плагиоклазом (№ 27—78), пироксеном и бурой роговой обманкой. Темноцветные минералы составляют 30—50% объема породы. Обычно преобладает роговая обманка. В порфиритовых разностях вкрапленники представлены плагиоклазом и роговой обманкой или плагиоклазом и пироксеном. Изредка во вкрапленниках присутствуют все три минерала одновременно.

Помимо описанных даек в Новобериккульском массиве встречаются дайки вогезитов, бостонитов и более поздние дайки диоритовых порфиритов и гранитоидов мартайгинского комплекса.

Заслуживают внимания взаимоотношения между новобериккульскими габбро и вмещающими их вулканитами бериккульской свиты среднего кембрия. Эти взаимоотношения хорошо прослеживаются в южной части интрузива. Вмещающие вулканиты здесь представлены альбитизированными пироксеновыми и роговообманковыми порфиритами и их туфами. Вкрапленники в них состоят из клинопироксена и роговой обманки, основная масса — из лейст альбита, зерен клинопироксена, роговой обманки, хлорита, кальцита, эпидота и некоторых других минералов. Клинопироксен и роговая обманка имеют здесь те же оптические константы, что и клинопироксен и роговая обманка новобериккульских габбро и диоритов. Для первого из этих минералов характерны $+2V = 53-56^\circ$; $N_p = 1,682-1,688$; $N_g = 1,709-1,712$; для второго — $\angle cNg = 10-16^\circ$; $-2V = 74-85^\circ$; $N_p = 1,662-1,669$; $N_g = 1,687-1,692$; окраска зелено-



нитов в диоритах Новобериккульского массива.
з — дайна лампрофира.

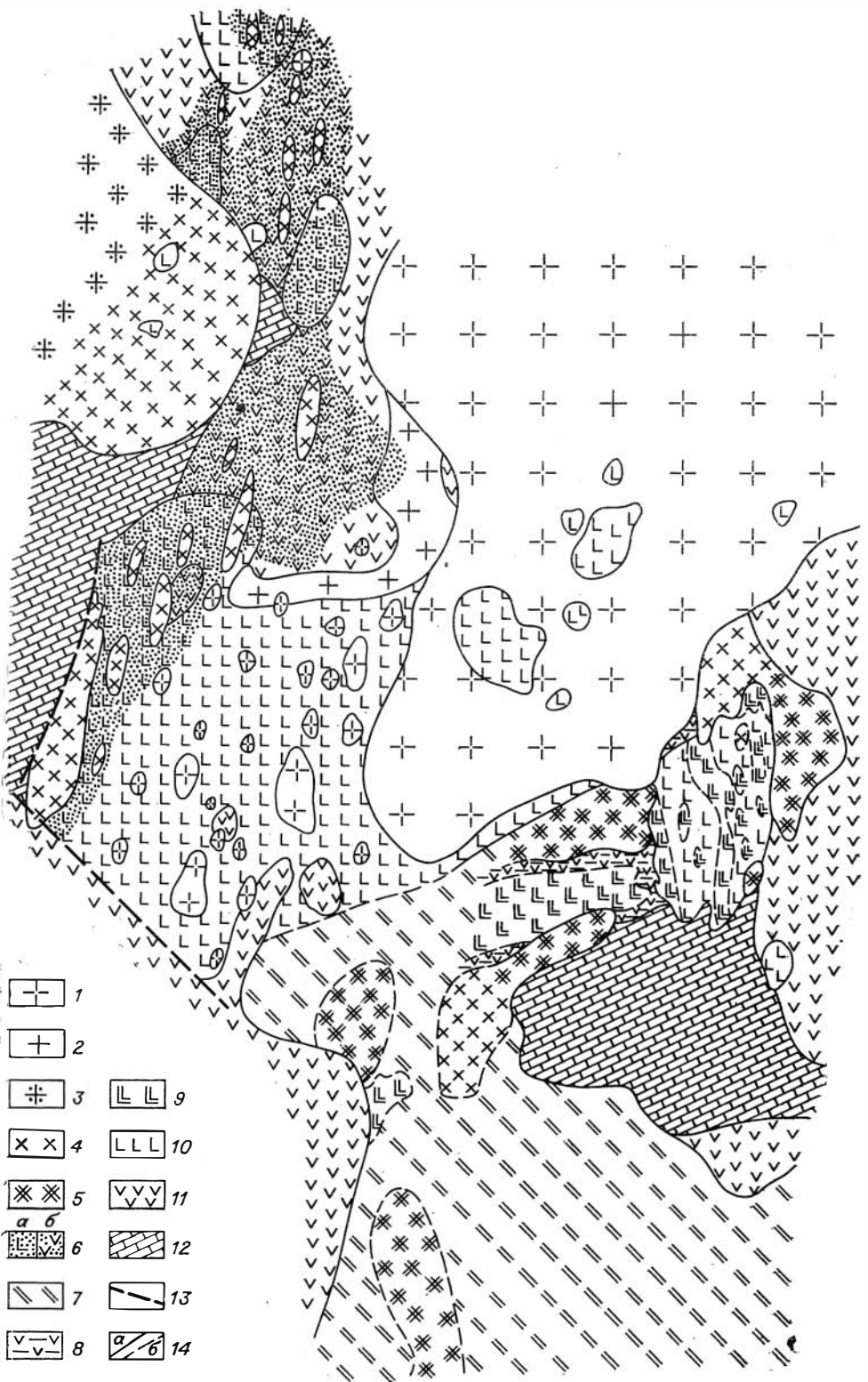
бурая или бурая. Структура пород долеритовая, диабазовая, иногда, видимо в субвулканических телах, габбро-долеритовая.















Таким образом, по минеральному составу вмещающие вулканиты походят на габбро и диориты Новобериккульского интрузива. К этому сходству нередко добавляется еще и сходство структурного рисунка пород. Габбро и диориты с приближением к южному контакту становятся более мелкозернистыми, приобретают порфировую габбродолеритовую, временами, возможно, долеритовую структуру и местами совершенно не отличаются от вмещающих образований. В связи с этим провести четкую границу между интрузивом и породами вмещающей толщи не всегда удается. Эти взаимоотношения напоминают собой взаимоотношения, которые имеют место между кембрийскими вулканитами и рвущими их амфиболсодержащими габбро северо-восточной части Урюпинского массива. Так же, как и в случае с Урюпинским массивом, они, видимо, могут рассматриваться как свидетельство комагматичности новобериккульских габбро и диоритов с кембрийскими вулканитами.

Ударнинский массив. Под этим названием на картах показывается поле развития интрузивных пород (пертит-антипертитовых щелочных, нефелиновых и двуполевошпатовых сиенитов, сиенитодиоритов, диоритов, габбро и др.), начинающееся в 7 км южнее Новобериккульского интрузива и протягивающееся почти на 30 км до соединения с массивом горы Бол. Таскыл. Габбро в этом массиве образуют по крайней мере три крупных тела (Тулуюльское — на севере, Западное и Восточное — на юге) и, возможно, ряд более мелких выходов. Пертит-антипертитовые щелочные и нефелиновые сиениты сосредоточены преимущественно в центральной и восточной частях, двуполевошпатовые сиениты, сиенитодиориты, диориты и другие, подобные им, образования — в западной. Для пород западной части массива характерны невыдержанность состава и структур, наличие среди них по-разному измененных ксенолитов и останцов порфиритов и другие признаки, которые заставляют исследователей Ударнинского массива рассматривать их как «гибридные» образования, появившиеся в результате переработки вмещающих вулканитов, граувакк и раннепалеозойских габбро. Пояс «гибридных» пород протягивается вдоль всего западного контакта Ударнинского массива. Его обычная ширина 2,5—4 км.

Исследованием Ударнинского массива занимались М. П. Кортусов [1963, 1964, 1967б; Кортусов М. П., Макаренко Н. А., 1972], Ю. Д. Скобелев [1963в]; Н. А. Макаренко [1966; Макаренко Н. А., Маковская Н. С., 1972], Е. Д. Андреева [1968], И. И. Заболотникова [1971], А. Е. Курмей, А. И. Мостовской, Г. М. Купсик и др. Авторам этот массив известен по его северной части, которая интересна в том отношении, что в пределах ее удается наблюдать взаимоотношение пород массива с раннепалеозойскими гранитоидами (рис. 20). Массив изучался нами совместно с А. Е. Курмеем [Довгаль В. Н. и др., 1977].

В северной части Ударнинского массива различаются две группы пород: более ранняя — габбро, габбродиориты и диориты и более поздняя — пертит-антипертитовые щелочные и нефелиновые сиениты. Габбро,



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

габбродиориты и диориты представляют собой однотипные образования. Они связаны между собой взаимопереходами и отличаются друг от друга, по существу, лишь составом плагиоклаза. Эти породы являются аналогами габбро и диоритов Новобериккульского интрузива. Как и новобериккульские породы, они сложены плагиоклазом, клинопироксеном, зеленоватобурой и бурой роговой обманкой, изредка оливином, биотитом, акцессориями. Иногда в них отмечается немного кварца, появление которого однако, может быть связано с воздействием гранитов.

Состав плагиоклаза в ударнинских габбро и диоритах меняется от № 30—35 до № 70—80. Чаще всего встречается плагиоклаз № 40—57. Клинопироксен имеет $+2V = 53-56^\circ$; $Np = 1,683-1,690$; $Ng = 1,709-1,716$. В шлифе бесцветен. В габбро с довольно основным плагиоклазом (№ 60—80) местами обнаруживается светло-сиреневый титанавгит ($+2V = 58^\circ$; $Np = 1,691$; $Ng = 1,720$). У роговой обманки $\angle cNg = 10-16^\circ$; $-2V = 56-75^\circ$; $Np = 1,661-1,667$; $Ng = 1,687-1,693$. Из темноцветных минералов наиболее распространена роговая обманка, присутствующая в 65—92% шлифов (в 31 из 38). Пироксен отмечается в 31—64% шлифов (в 18 из 38), биотит — в 4—28% (5 из 38), оливин — в 2—21% (в 3 из 38). По сочетанию темноцветных минералов габбро, габбродиориты и диориты подразделяются на амфиболовые (33—66%, 19 из 38), пироксен-амфиболовые (4—28%, 5 из 38), амфибол-пироксеновые (2—21%, 3 из 38), оливин-пироксеновые и др. В одном случае встречен биотит-пироксеновый диорит, очень похожий на биотит-пироксеновые диориты Новобериккульского массива и восточного склона Кузнецкого Алатау. Условия залегания его установить не удалось.

Габбро и диориты северной части Ударнинского массива рвутся телами пертит-антипертитовых щелочных и нефелиновых сиенитов и подвергаются на значительных площадях процессам сиенитизации. Щелочные сиениты и сиенитизированные породы развиты в двух участках — на северо-западе и юге изученной территории, причем в том и другом случае они, будучи, в общем-то, однотипными образованиями, несколько отличаются друг от друга. Сиениты и сиенитизированные породы северо-западной части территории характеризуются в целом менее высокой щелочностью, чем сиениты и сиенитизированные породы юга территории. Среди них отсутствуют широко развитые на юге нефелиновые разности и, наоборот, часто встречаются не обнаруживаемые на юге кварцевые типы. Эти сиениты, в общем, аналогичны щелочным сиенитам Новобериккульского интрузива. Сложены они грубопертитовым и антипертитовым калинатовым полевым шпатом, ошелоченной зеленой роговой обманкой, салитом, биотитом, местами кварцем, сфеном, апатитом, цирконом. Содержание темноцветных минералов 3—10%.

Полевой шпат, по данным 11 рентгеноструктурных анализов, имеет средний состав (без учета содержания анортитовой молекулы) — $Or_{39}Ab_{61}$ ($S = 22,3$). Среднее содержание ортоклазовой молекулы в альбите — 4,7% ($S = 5,3$), средняя степень распада — 1,08 ($S = 0,05$), степень триклинности калишпата — 0—0,85 [Довгаль В. Н. и др., 1977].

Роговая обманка обладает $\angle cNg = 14-15^\circ$; $-2V = 49-65^\circ$; $Np = 1,662-1,670$. Салит имеет $+2V = 57-60^\circ$, $Np = 1,700$, $Ng = 1,727$.

Рис. 20. Схема геологического строения северной части Ударнинского массива и прилегающей к нему территории [Довгаль В. Н. и др., 1977].

1 — граниты и 2 — кварцевые диориты, сиенитодиориты, двуполовшпатовые сиениты южной части Дудетского плутона; 3 — диориты, сиенитодиориты, двуполовшпатовые сиениты, кое-где щелочные сиениты и граносиениты Николькинского плутона; 4 — щелочные сиениты; 5 — щелочные и нефелиновые сиениты Ударнинского массива; 6 — сиенитизированные породы (а — габбро, габбродиориты, диориты; б — вулканиты); 7 — поля преимущественного развития щелочных и нефелиновых сиенитов Ударнинского массива с останками и ксенолитами измененных (сиенитизированных) и неизмененных габбро, габбродиоритов, диоритов, вулканитов; 8 — нефелинизированные (фениитизированные) вулканиты; 9 — нефелинизированные габбро, габбродиориты, диориты; 10 — габбро, габбродиориты, диориты Ударнинского массива; 11 — вулканиты среднего и раннего кембрия; 12 — карбонатные породы рифея — раннего кембрия; 13 — тектонические нарушения; 14 — геологические границы (а — прослеженные, б — предполагаемые).

Он бесцветен или окрашен в светло-зеленый цвет. В окрашенных разностях угол $2V$ возрастает до $78-80^\circ$.

Из темноцветных минералов чаще всего встречается роговая обманка (48—87% случаев, 17 из 28), реже — пироксен (18—56% случаев, 10 из 28) и совсем редко — биотит (6—36% случаев, 5 из 28). По сочетанию темноцветных минералов выделяется ряд разностей, среди которых преобладают исключительно амфиболовые и исключительно пироксеновые типы. Кварц отмечен в 37—75% шлифов (16 из 28). Количество его не превосходит 2—3%.

Сиениты юга территории, показанной на рис. 20, которая охватывает в основном левобережье р. Бол. Тулуял, подразделяются на пертит-антипертитовые щелочные, нефелинсодержащие и нефелиновые. Все эти породы связаны друг с другом взаимопереходами. Щелочные и нефелинсодержащие сиениты внешне ничем не отличаются от сиенитов северо-запада территории. Они состоят из такого же антипертитового и пертитового калинатового полевого шпата, но более щелочных амфибола и пироксена, изредка биотита, часто незначительного количества нефелина. Роговая обманка относится к густо-зеленому гастингситу ($-2V = 29^\circ$). Пироксен окрашен в светло-зеленый цвет ($+2V = 60-80^\circ$; $Np = 1,693-1,709$; $Ng = 1,721-1,738$). Три химических анализа пироксена из нефелинсодержащих пертит-антипертитовых сиенитов левобережья р. Бол. Тулуял показаны в табл. 17. От ранее приводимых химических составов пироксенов щелочных сиенитов эти анализы отличают большие содержания натрия, большей железистость и т. д.

Частота встречаемости пироксена и гастингсита в сиенитах юга описываемой территории одинакова (46—90%, 13 из 18). Биотит отмечен в 6—47% шлифов (в 4 из 18). Нефелин, в количествах, не превышающих первых процентов, устанавливается в 17—64% шлифов (в 7 из 18).

По мере увеличения количества нефелина нефелинсодержащие сиениты сменяются нефелиновыми. Эти породы довольно часто встречаются в южной части территории, особенно на правобережье р. Бол. Тулуял (Тулуяльская группа нефелиновых месторождений) и по р. Петропавловка. По нашим данным и данным И. И. Заболотниковой [1971], нефелиновые сиениты содержат до 55% нефелина, 35—70% щелочного полевого шпата, 5—20% темноцветных минералов, апатит, сфен, рудный минерал, кое-где гранат. Нефелин имеет $N_o = 1,535-1,541$. Щелочной полевой шпат в разностях, переходных к щелочным сиенитам, представлен таким же, как в щелочных сиенитах, грубополосчатым антипертитом или пертитом. Но в породах, более богатых нефелином, он сменяется криптоперти-

Таблица 17

Химический состав пироксенов нефелинсодержащих сиенитов левобережья р. Бол. Тулуял

Окислы	Образец			Катионы	Образец		
	Д1430	Д1431А	Д1431В		Д1430	Д1431А	Д1431В
SiO ₂	49,97	50,02	50,31	Si	1,982	1,982	1,994
TiO ₂	0,40	0,18	0,18	Al	0,062	0,066	0,061
Al ₂ O ₃	1,34	1,42	1,30	Ti	0,012	0,005	0,005
FeO	18,92	19,90	20,01	Fe ⁺²	0,627	0,659	0,663
MnO	0,63	0,79	0,86	Mn	0,021	0,026	0,029
MgO	5,63	5,09	5,29	Mg	0,333	0,301	0,313
CaO	20,52	20,42	20,05	Ca	0,872	0,867	0,852
Na ₂ O	1,70	1,90	1,38	Na	0,131	0,146	0,106
K ₂ O	0,01	Не обн.	Не обн.	С у м м а	4,040	4,052	4,023
С у м м а	99,12	99,72	99,38	f	65,3	68,6	67,9

Примечание. Химические анализы выполнены в ИГиГ СО АН СССР на микрозонде УХА-5а, аналитик Л. В. Усова.

том и альбитом. Темноцветные минералы — густо-зеленый феррогастингсит ($\angle cNg = 10-17^\circ$; $-2V = 28-30^\circ$; $Np = 1,678-1,706$), эгиринсодержащий авгит и эгирин-авгит ($+2V = 64-90^\circ$; $Ng = 1,725-1,748$; $Np = 1,696-1,715$), биотит. Превалируют роговая обманка и пироксен с преобладанием то одного, то другого из них. Биотит присутствует в резко подчиненном количестве.

Появлению сиенитов в северной части Ударнинского массива предшествовали процессы метасоматической сиенитизации пород — габбро, диоритов и вмещающих порфиритов. На северо-западе и юге эти процессы проявились одинаково, с той лишь разницей, что на юге они протекали в более щелочной обстановке. Для южной части территории сиенитизация описывалась М. П. Кортусовым [1967б], М. П. Кортусовым и Н. А. Макаренко [1972], Н. А. Макаренко [1966; Макаренко Н. А., Маковская Н. С., 1972], И. И. Заболотниковой [1971] и др.

Устанавливается несколько типов процесса сиенитизации. Чаще всего сиенитизация начинается с частичной или полной перекристаллизации габбро и порфиритов и с превращения их в тонко- и мелкозернистые породы, сложенные аллотриоморфным агрегатом плагиоклаза, пироксена, роговой обманки и биотита. Такие перекристаллизованные породы местами представляют собой типичные роговики со средней величиной зерна 0,03—0,10 мм. Местами же, и чаще, они имеют несколько более крупнозернистую структуру (размер зерен 0,1—0,5 мм) и состоят в основном из олигоклаза при подчиненном количестве или даже полном отсутствии темноцветных минералов. В последнем случае они практически ничем не отличаются от олигоклазовых пород, предшествующих появлению щелочных сиенитов в раннепалеозойской формации гранитоидных баголитов на восточном склоне Кузнецкого Алатау.

Габбро и порфириты на стадиях, предшествующих перекристаллизации, испытывают ряд изменений, аналогичных тем изменениям, которые предвещают появление олигоклазовых и олигоклаз-салитовых пород, например, в северо-западном контакте Уйбатского плутона. Плагиоклаз в габбро и порфиритах становится более кислым или даже альбитизируется с обильным развитием по нему сосюрита, эпидота, цоизита. С началом перекристаллизации плагиоклаз постепенно освобождается от этих продуктов. Темноцветные минералы сокращаются в своем количестве, иногда переотлагаются, а при альбитизации замещаются амфиболом и хлоритом.

Появляющиеся на ранних стадиях сиенитизации роговики относятся, если классифицировать их по составу темноцветных минералов, к амфиболовым, пироксен-амфиболовым, биотит-пироксен-амфиболовым, биотит-пироксеновым и пироксеновым типам. Амфибол и пироксен в роговиках северо-западной части территории обычно близки по оптическим свойствам к амфиболу и пироксену габбро, диоритов и порфиритов. Амфибол и пироксен в роговиках юга территории имеют более щелочной состав. Плагиоклаз в роговиках отвечает № 20—40.

В олигоклазовых породах темноцветные минералы тоже представлены пироксеном, амфиболом и биотитом. Пироксен частью имеет такой же состав, как и в роговиках, частью же относится к зеленоватому салиту.

На следующей стадии сиенитизации пород образуются в роговиках и олигоклазовых породах мелкие зерна калинатового полевого шпата или (в случае нефелинизации пород в южной части территории) калинатового полевого шпата и нефелина. Минералы эти вначале наблюдаются в виде отдельных мелких зерен между кристаллами плагиоклаза и темноцветных минералов, но затем содержание их возрастает, размеры зерен увеличиваются, появляются крупные порфиробласты антипертитового и пертитового полевого шпата или полевого шпата и нефелина, и порода преобразуется в щелочной или нефелиновый сиенит. Темноцветные минералы в ходе такого преобразования постепенно приближаются по составу

к темноцветным минералам сленитов. Количество их резко сокращается. Нетрудно видеть, что эти изменения соответствуют тем изменениям, которые были описаны нами в связи с процессами сиенитизации для восточного склона Кузнецкого Алатау.

Приведенная схема развития процессов сиенитизации в известной степени идеализирована и отражает лишь самую общую последовательность превращений. Нередко приходится сталкиваться с отклонениями от этой схемы. Например, есть случаи, когда преобразование габбро и диоритов в олигоклазовые породы почти сразу же сопровождается появлением в них калинатрового полевого шпата. Очень раннее образование калинатрового полевого шпата и нефелина на начальных стадиях процесса сиенитизации часто отмечается на Тулуюльском месторождении, где встречаются нефелиновые роговики или богатые темноцветными минералами частично перекристаллизованные габбро и порфириды, именуемые И. И. Заболотниковой [1971] нефелинизированными роговиками, тералит-фенитами, ийолит-фенитами, уртит-фенитами и т. д.

Поскольку процессы сиенитизации носят метасоматический характер, то это нередко приводит к большой неоднородности изменения пород и к сочетанию в небольшом объеме породы продуктов различных стадий ее преобразования. Например, в пределах одного шлифа можно встретить участки, сложенные неизмененными или почти неизмененными исходными породами. Здесь же видны жилки и пятна роговинов или мелкозернистых олигоклазовых пород. Некоторые из них лишены калинатрового полевого шпата, в некоторых из них он уже появился в заметном количестве. Иногда калинатровый полевой шпат проникает в неизмененные исходные породы и т. д. Словом, картина получается достаточно пестрая и сложная, создающая впечатление большого разнообразия процессов сиенитизации.

Явления сиенитизации, наблюдаемые в северной части Ударнинского массива, напоминают не только аналогичные процессы, имеющие место на восточном склоне Кузнецкого Алатау, но и в Новобериккульском интрузиве. Такое сходство вполне понятно, поскольку сравниваемые объекты находятся рядом друг с другом. И даже более. Зона сиенитизированных пород в северо-западной части Ударнинского массива выходит за его пределы во вмещающие породы, продолжается далее на север, достигает Новобериккульского интрузива и сливается там с полем развития сиенитов и сиенитизированных пород этого интрузива. На всем протяжении зоны в ее пределах постоянно встречаются мелкие штоки, дайки и жилообразные обособления щелочных сиенитов.

В некоторых случаях процессы сиенитизации пород протекают по другой схеме, напоминая собой превращение когтахского габбро в биотит-пироксеновые диориты и сиенитодиориты. Так, например, в левом борту р. Мал. Тулуйол в 2,5—3 км выше устья кл. Покровка нам пришлось наблюдать такую картину: габбро и диориты вначале испытывают ороговикование с превращением их в пироксен-амфиболовые и биотит-амфиболовые роговики. Затем в этих роговиках появляются жилообразные зонки осветленных пород, сложенные более крупнозернистым, чем в роговиках, агрегатом плагиоклаза № 27—30, клинопироксена и иногда биотита. Роговики вблизи зон превращены в пироксеновые и биотит-пироксеновые разности. По мере увеличения числа зон и их разрастания количество роговикового материала сокращается. Роговики сохраняются в виде мелких расплывчатых «пятен», причем представлены они уже исключительно пироксен-биотитовыми типами. Включающие их породы состоят из олигоклаз-андезина, клинопироксена, участками — биотита. Они имеют средне-мелкозернистую структуру. В дальнейшем эти породы преобразуются в биотит-пироксеновые олигоклазовые диориты и диоритомонциты, сложенные калийсодержащим олигоклазом № 22—26, салитом ($+2V = 56—57^\circ$; $Np = 1,696$; $Ng = 1,720$), биотитом, небольшим коли-

чеством роговой обманки по пироксену и (в монцонитоидных разностях) калишпатом (до 10—12%). Породы в целом имеют гипидиоморфную среднезернистую структуру. По мере увеличения в них количества калишпата они постепенно преобразуются в щелочные сиениты.

Любопытная сиенитизация габбро имеет место в левом борту долин р. Бол. Тулул в 2 км выше устья р. Петропавловка. Габбро здесь представлены крупнозернистыми разностями, состоящими из лабрадора и 30—35% авгита ($+2V = 54^\circ$; $Np = 1,690$; $Ng = 1,712$). При движении вверх по реке габбро постепенно сменяются светлоокрашенными розоватыми сиенитодиоритами, инъецированными местами сиенитовым материалом. Иногда эта смена происходит сразу по всему объему породы, иногда же в габбро появляются зоны проработки мощностью 60—70 см, сложенные сиенитодиоритами. Зоны эти имеют форму жил, причудливые контуры и размазанные границы.

Под микроскопом переход от габбро к сиенитодиоритам выглядит следующим образом: плагиоклаз габбро сосюртитизируется и, по-видимому, частично альбитизируется; пироксен отчасти замещается актинолитом. Далее, плагиоклаз постепенно очищается от продуктов разложения, причем сосюртит замещается серицитом. Просматриваемые сквозь продукты разложения участки кристаллов плагиоклаза отвечают андезину № 35—37. Появляется новообразованный андезин в виде крупных свежих кристаллов. Актинолит постепенно замещается биотитом, происходит образование ксеноморфных зерен калинатрового полевого шпата.

Последующее развитие процесса приводит к возникновению сиенитодиоритов. Эти породы состоят из пятнисто-зонарного плагиоклаза № 18—52, клинопироксена ($+2V = 49—56^\circ$; $Np = 1,690$; $Ng = 1,712$), биотита, калинатрового полевого шпата. Темноцветных минералов содержится 15—20%, калинатрового полевого шпата от нескольких до 20—30%. Структура породы гипидиоморфнозернистая.

В северо-западной части массива (бассейн кл. Покровка) в полях развития сиенитизированных порфиритов и габбро обнаруживаются роговообманковые сиенитодиориты, состоящие из олигоклаза № 18—25, калинатрового полевого шпата, ошелоченной зеленой роговой обманки, небольшого количества биотита. Эти породы, вероятно, являются продуктами преобразования габбро, хотя надежных взаимоотношений их с последними нам наблюдать не приходилось.

Завершая характеристику пород северной части Ударнинского массива, хотелось бы несколько остановиться на взаимоотношении габбро и диоритов массива с вмещающими их кембрийскими вулканитами. Эти взаимоотношения наблюдаются в зоне северного контакта массива. По своей сути они такие же, как и взаимоотношения с кембрийскими вулканитами пород Новоберкульского интрузива.

Вулканиты в зоне северного контакта Ударнинского массива представлены альбитизированными порфиритами, диабазами и долеритами, аналогичными по составу порфиритам, диабазам и порфиритам, развитым в окружении Новоберкульского интрузива. Они сложены такими же, как и эти породы, плагиоклазом, пироксеном и роговой обманкой, которые хорошо сопоставляются по оптическим свойствам, исключая, конечно, плагиоклаз, с соответствующими минералами ударнинских габбро и диоритов. Северный контакт Ударнинского массива весьма неопределенен, и здесь, так же как и в случае с Новоберкульским интрузивом, трудно бывает провести границу массива. Таким образом, и на примере Ударнинского массива мы получаем данные, которые могут быть истолкованы как свидетельства вероятной комагматичности габбро и диоритов раннепалеозойской сиенит-габбровой ассоциации центральной части Мартайги с вмещающими их кембрийскими вулканитами.

К этому надо добавить, что ударнинские габбро и диориты обнаруживают с вмещающими их кембрийскими вулканитами значительное сход-

Средний химический состав базитовых вулканитов раннего—среднего кембрия Кийской зоны (по А. Ф. Белоусову [1976]) ($n=40$)

Окислы	\bar{X}	S	Окислы	\bar{X}	S	Характеристики	\bar{X}	S	Характеристики	\bar{X}	S
SiO ₂	50,79	4,85	ΣFeO	9,94	2,06	<i>a</i>	8,7	2,0	<i>n</i>	77	10,6
TiO ₂	1,46	0,84	MgO	5,80	2,75	<i>c</i>	7,6	1,6	<i>φ</i>	13,7	6,6
Al ₂ O ₃	17,83	2,42	CaO	9,13	2,31	<i>b'</i>	23,1	7,7	<i>Q</i>	-5,3	8,8
Fe ₂ O ₃	3,66	1,90	Na ₂ O	2,99	0,61	<i>f'</i>	43	10,6			
FeO	6,64	1,64	K ₂ O	1,40	0,84	<i>m'</i>	39	10,4			

ство в химизме. В таком сходстве можно убедиться, сравнивая средний химический состав габбро и диоритов (табл. 19) с заимствованным у А. Ф. Белоусова [1976] средним химическим составом базитовых вулканитов раннего — среднего кембрия Кийской зоны (табл. 18). При сравнении различия (по *t*-критерию) обнаруживаются лишь в содержании кальция.

Сходство химического состава кембрийских вулканитов с габбро и диоритами Новоберикульского массива более отдаленно. Средний же химический состав габбро и диоритов Новоберикульского и Ударнинского массивов (табл. 19) отличается по *t*-критерию от среднего химического состава кембрийских вулканитов величинами содержания магния, кальция и калия.

Остановимся на рассмотрении химизма пород раннепалеозойской сиенит-габбровой ассоциации центральной части Мариинской Тайги. Сведения на этот счет приведен в табл. 19. В этой таблице помещены данные по химизму пород всех трех описанных массивов, а также средние составы 1) габбро и диоритов Новоберикульского и Ударнинского массивов, 2) щелочных сиенитов Новоберикульского и Ударнинского массивов и 3) щелочных сиенитов Новоберикульского, Ударнинского и Большетаскыльского интрузивов. Сопоставление между собой этих данных показывает, что средние составы габбро и диоритов Новоберикульского и северной части Ударнинского массивов при сравнении их по *t*-критерию обнаруживают различия в содержаниях титана, магния и фосфора. Средний состав габбро Большетаскыльского интрузива отличается по *t*-критерию от среднего состава габбро и диоритов Новоберикульского массива содержаниями кремния, титана, железа, калия, фосфора, а от среднего состава габбро и диоритов северной части Ударнинского массива — содержаниями кремния, железа, натрия, калия. Габбро Бол. Таскыла относятся к классу меланократовых неопределенных по щелочности и уровню содержания титана высокощелочных пород. К этому же классу принадлежат габбро и диориты Новоберикульского массива, однако в отличие от большетаскыльских габбро они являются низкотитанистыми. Габбро и диориты Ударнинского интрузива могут быть квалифицированы как мезократовые умереннощелочные высокощелочные неопределенные по уровню содержания титана породы. Габбро и диориты Новоберикульского и северной части Ударнинского массивов в совокупности относятся к классу меланократовых неопределенных по уровню щелочности высокощелочных низкотитанистых пород.

Щелочные сиениты всех трех массивов по химизму близки друг другу. Они приблизительно соответствуют среднему типу щелочного сиенита по Дэли. При сопоставлении их химического состава друг с другом между сиенитами отдельных массивов обнаруживаются различия по *t*-критерию в содержании некоторых окислов, однако при сопоставлении химического состава большетаскыльских сиенитов со средним химическим составом сиенитов Новоберикульского и Ударнинского массивов ни одного такого

Средние химические составы пород раннеалевозойской снелит-габбровой ассоциации Маргайги

Оксиды ха- рактеристики	Б о л ь ш е т а с к ы е м а с с и в ы										Новоберкульский							
	1 (n=21)			2 (n=11)			3 (n=4)			4 (n=4)			5 (n=24)			6 (n=0)		
	\bar{X}	S		\bar{X}	S		\bar{X}	S		\bar{X}	S		\bar{X}	S		\bar{X}	S	
SiO ₂	44,94	4,37		61,66	1,88		56,22	1,80		52,57	3,77		47,33	1,99		64,13	2,49	
TiO ₂	1,95	1,79		0,36	0,21		0,36	0,25		1,39	0,23		0,98	0,67		0,76	0,44	
Al ₂ O ₃	16,54	5,02		18,82	1,36		23,76	0,62		16,76	1,65		17,87	2,86		18,32	1,04	
Fe ₂ O ₃	4,26	2,74		1,54	0,89		2,23	1,70		3,11	1,83		3,21	2,18		2,54	1,68	
FeO	9,92	4,73		3,11	0,95		1,52	0,74		10,52	4,02		6,28	2,49		3,00	1,44	
ΣFeO	13,75	6,73		4,49	1,16		3,54	0,98		13,32	4,16		9,17	2,13		5,29	1,13	
MnO	0,28	0,22		0,08	0,03		0,63	0,11		0,29	0,09		0,24	0,27		0,10	0,03	
MgO	7,29	3,48		0,46	0,40		0,51	0,49		1,42	0,51		8,30	3,05		1,24	0,67	
CaO	11,63	3,86		2,39	0,95		2,06	0,56		5,93	1,63		11,95	2,73		2,30	1,13	
Na ₂ O	2,32	1,06		6,45	0,53		8,29	1,57		4,84	0,91		2,84	1,35		6,09	0,79	
K ₂ O	0,50	0,56		5,06	1,18		4,34	1,88		2,77	1,70		0,91	0,64		4,38	0,76	
P ₂ O ₅	0,37	0,46		0,08	0,07		0,06	0,10		0,41	0,09		0,08	0,14		0,14	0,13	
a	5,9	2,86		21,5	1,23		24,9	3,44		14,9	2,43		7,7	3,82		19,7	1,77	
c	8,0	3,97		1,8	1,39		2,3	1,03		4,0	1,60		8,2	2,34		2,1	1,03	
b	32,0	10,10		6,3	1,50		7,9	2,21		19,0	5,21		29,1	6,00		8,3	2,71	
b'	32,0	10,10		6,2	1,58		5,1	1,83		19,0	5,21		29,2	6,00		7,8	2,74	
f'	40	12,93		70	12,19		54	15,41		69	6,10		32	11,46		64	9,86	
m	37	11,33		12	7,81		12	10,80		13	2,42		47	8,72		24	6,52	
n	89	10,02		66	6,77		74	7,53		74	12,61		84	6,78		68	5,47	
Q	-13,1	6,36		-4,1	3,17		-22,1	8,22		-9,7	3,90		-13,9	6,44		-1,8	2,67	
d	0,27	0,13		0,86	0,10		0,77	0,11		0,70	0,12		0,32	0,15		0,81	0,09	
α	56,5	18,87		77	5,68		8,6	3,92		21,2	8,99		53,8	16,61		10,0	5,03	
F	51,5	15,20		84,9	10,20		82,3	12,00		84,2	1,67		39,9	11,51		72,2	8,23	

Оксиды, ха- рактеристики	Ударинский													
	7 (n=15)		8 (n=11)		9 (n=11)		10 (n=6)		11 (n=39)		12 (n=21)		13 (n=32)	
	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S
SiO ₂	47,45	4,35	63,54	2,54	53,43	1,66	57,97	5,04	47,37	3,06	62,39	2,74	62,14	2,48
TiO ₂	1,48	0,62	0,43	0,28	0,40	0,09	1,09	0,53	1,18	0,69	0,58	0,39	0,50	0,35
Al ₂ O ₃	17,01	2,02	18,35	2,01	22,26	1,12	15,44	2,45	17,54	2,58	18,34	1,58	18,50	1,51
Fe ₂ O ₃	3,89	2,87	1,74	1,20	2,81	0,58	4,05	3,75	3,48	3,45	2,12	1,47	1,92	1,32
FeO	7,34	2,74	2,49	0,90	4,58	1,42	5,44	3,09	6,69	2,61	2,72	1,08	2,86	1,03
ΣFeO	10,85	3,89	4,05	0,98	7,10	1,37	9,09	2,77	9,82	3,00	4,64	1,20	4,59	1,17
MnO	0,15	0,05	0,10	0,04	0,14	0,06	0,22	0,08	0,21	0,22	0,10	0,04	0,09	0,04
MgO	6,13	1,67	0,50	0,26	0,68	0,44	3,13	1,31	7,46	2,80	0,85	0,62	0,72	0,58
CaO	12,00	2,97	1,85	1,05	3,15	0,81	5,35	2,04	11,97	2,79	2,07	1,09	2,18	1,04
Na ₂ O	3,05	0,87	6,47	0,62	9,06	1,00	4,65	0,63	2,92	1,48	6,29	0,71	6,34	0,65
K ₂ O	1,06	0,37	4,43	1,06	3,58	0,76	2,65	0,61	0,92	0,55	4,41	0,91	4,63	1,04
P ₂ O ₅	0,42	0,66	0,09	0,09	—	—	—	—	0,21	0,45	0,12	0,11	0,11	0,10
a	8,4	2,21	20,4	1,52	25,6	1,90	13,9	1,75	7,9	3,28	20,0	1,64	20,6	1,65
b	7,4	1,72	1,9	1,42	2,4	1,05	3,3	1,85	7,9	2,14	1,9	1,34	1,9	1,34
b	28,4	6,23	5,6	4,43	9,8	1,50	17,0	5,88	28,9	6,02	6,9	2,51	6,7	2,21
b'	28,4	6,23	5,1	1,05	9,7	1,51	17,0	5,88	28,9	6,02	6,4	2,44	6,3	2,16
f'	38	10,04	69	13,81	73	12,36	52	11,09	34	11,10	67	12,12	68	12,04
m	37	8,09	45	6,68	12	6,65	31	6,02	43	9,57	19	7,84	17	8,42
n	81	5,89	69	6,65	79	4,45	73	5,15	83	6,50	68	5,89	68	6,25
Q	-12,4	8,19	+1,5	5,72	-29,2	6,18	0,5	7,49	-13,3	7,10	-0,1	4,73	-1,5	4,63
d	0,37	0,10	0,8	0,12	0,84	0,07	0,63	0,41	0,33	0,13	0,88	0,11	0,84	0,10
α	47,2	10,47	7,1	7,18	8,6	3,71	18,7	7,95	51,3	14,77	56,3	47,57	8,2	6,00
F	49,4	11,41	81,8	8,54	85,5	8,25	62,1	7,90	43,5	12,27	77,2	9,53	79,8	10,29

Примечание. 1 — габбро; 2 — щелочные слениты; 3 — нефелиновые слениты; 4 — олигоклазовые и биотит-амфибол-пироксеновые диориты из зоны перехода от габбро к сленитам; 5 — габбро, габбродиориты, диориты; 6 — щелочные слениты; 7 — габбро, габбродиориты, диориты, 8 — щелочные слениты; 9 — нефелиновые слениты; 10 — биотит-пироксеновые диориты из зон сенигизации; 11 — габбро, габбродиориты и диориты Новоберкулянского и Ударинского массивов; 12 — щелочные слениты Новоберкулянского и Ударинского массивов; 13 — щелочные слениты всех трех массивов. Источники анализов: В. К. Мониц [1938], М. П. Кортусов [1963], Н. И. Кузюзов [1964], В. А. Врублевский [1965], В. Н. Довгаль [1968], Довгаль В. Н. и др. [1977], А. П. Кривенко [1973], И. И. Заболотникова.

различия не устанавливается. Это, вообще говоря, любопытно, так как сиениты Бол. Таскыла парагенетически тесно связаны с габбро, сиениты же Новобериккульского и северной части Ударнинского массивов обязаны своим происхождением процессам формирования раннепалеозойских гранитоидов. Щелочные сиениты всех трех массивов относятся к классу умереннощелочных натровых пород. В случае Новобериккульского массива они являются меланократовыми, в случае Ударнинского и Большетаскыльского — мезократовыми.

Породы промежуточного состава между габбро и сиенитами Бол. Таскыла (олигоклазовые диориты, биотит-амфибол-пироксеновые диориты) и аналогичные образования из зон сиенитизации северной части Ударнинского массива (биотит-пироксеновые диориты) сочетают в себе признаки хмизма диоритов, монцонитов и сиенитов. Они близки по составу к диоритам и диоритомонцитам второй фазы когтахского комплекса, но отличаются от них по содержанию некоторых окислов и по величине ряда петрохимических параметров.

Раннепалеозойская формация гранитоидных батолитов (мартайгинский комплекс)

В пределах рассматриваемой полосы пород центральной части Мартайги эта формация представлена Дудетским и Николкинским плутонами. По своему географическому положению и петрографическому типу эти плутоны занимают промежуточное положение между ощелоченными раннепалеозойскими гранитоидными батолитами востока Кузнецкого Алатау и диорит-гранодиоритовыми батолитами его западного склона. Они, с одной стороны, обладают явно повышенной щелочностью, с другой же (это касается в основном Николкинского плутона), содержат в своем составе в большом количестве породы повышенной основности, в частности диориты.

Дудетский плутон занимает площадь около 500 кв. км, однако в силу плохой обнаженности изучен он только в самых общих чертах [Раннепалеозойская..., 1971]. Нам этот плутон известен по окрестностям Берикюля и по району сочленения его с Ударнинским массивом [Довгаль В. Н., Богнибов В. И., 1965; Довгаль В. Н., 1968; Довгаль В. Н. и др., 1977].

Подобно раннепалеозойским гранитоидным батолитам восточного склона Кузнецкого Алатау, Дудетский плутон имеет грубо двухфазное строение. К первой фазе относятся сиенитодиориты, гранодиориты, диориты и др., ко второй — разнообразные граниты. В поле развития пород первой фазы довольно обычны останцы и ксенолиты измененных и неизмененных вмещающих габбро и порфиритов.

В окрестностях Берикюля Дудетский плутон или, вернее, то, что показывается на карте как Дудетский плутон, представлено огромным количеством мелких тел (даек, штоков и др.) гранитоидов, залегающих среди вулканитов бериккульской свиты среднего кембрия и отчасти среди габбро Новобериккульского массива. Габбро и вулканиты испытывают в местах развития гранитоидов амфиболизацию, покисление, калишпатизацию и другие изменения, приводящие в конечном счете к преобразованию этих пород в микроклиновые габбро, роговообманковые диориты, кварцевые диориты, сиенитодиориты, изредка — в гранодиориты. Гранитовые породы рвущих даек и штоков относятся чаще всего к гранодиоритам и микроклиновым гранитам, реже — к аплитам и пегматитам. Гранодиориты, по данным В. И. Богнибова, состоят из 20—25% кварца, 38—46% олигоклаза и андезина, 15—20% микроклина, 3—9% густо-зеленой роговой обманки, до 3% биотита, рудного минерала, апатита, сфена, оргита. Микроклиновые граниты содержат 25—30% кварца, микроклин, небольшое количество кислого олигоклаза или альбита, редкие чешуйки хлоритизиро-

ванного биотита, аксессуарии. Такой же состав, в общем, имеют и аплиты. От микроклиповых гранитов они отличаются лишь структурой.

Мощность гранитных даек колеблется от нескольких десятков сантиметров до 15—20 м. Дайки имеют меридиональное или северо-восточное простирание и преимущественно северо-западное падение. Они с одинаковой частотой встречаются как среди вулканитов, так и среди габбро северной части Новоберкульского массива, однако с приближением в Новоберкульском массиве к полю интенсивного развития щелочных сиенитов в его западной части сильно сокращаются в своем количестве, местами исчезая совсем. Случаи пересечения щелочных сиенитов дайками гранитового состава (гранодиоритами, гранитами) редки. Эти случаи были в свое время подробно описаны нами, как свидетельства догранитного возраста сиенитов [Довгаль В. Н. и др., 1972; Довгаль В. Н., 1968].

Другой участок, где нам приходилось детально знакомиться с породами Дудетского плутона, находится в самой южной части плутона, в районе его сочленения с Ударнинским массивом (см. рис. 20). Здесь развиты главным образом граниты второй фазы, которые слагают крупное тело и массу мелких штоков и даек, рвущих габбро северной части Ударнинского массива. Породы первой фазы распространены ограниченно. Они представлены кварцевыми диоритами, сиенитодиоритами, двуполевошпатовыми сиенитами. Эти породы лишь в одном месте образуют более или менее крупное подковообразное тело длиной 4 км и шириной 0,4—0,9 км. В остальных же случаях это незначительные по размерам штоки- и жилкообразные массы, сопутствующие мелким телам гранитов в поле развития габбро и диоритов Ударнинского массива. Возникают кварцевые диориты, сиенитодиориты и двуполевошпатовые сиениты в результате, по-видимому, метасоматического преобразования габбро и диоритов на ранних стадиях формирования раннепалеозойских гранитоидов. Иногда они, возможно, являются магматическими образованиями.

Состоят кварцевые диориты, сиенитодиориты и двуполевошпатовые сиениты из плагиоклаза, калинатрового полевого шпата, биотита, роговой обманки, клинопироксена, почти всегда кварца, аксессуариев. Представление о содержании этих минералов дает рис. 21.

Плагиоклаз пород варьирует от № 12 до № 45. Чаще всего он отвечает олигоклазу и алдзину № 22—35. Роговая обманка имеет буровато-зеленую окраску, $\angle cNg = 13-17^\circ$; $-2V = 56-69^\circ$; $Np = 1,667-1,646$. Клинопироксену свойственны $+2V = 58^\circ$; $Np = 1,680-1,686$; $Ng = 1,705-1,712$. Роговая обманка является наиболее распространенным темноцветным минералом. Она встречается в 87—100% плифов (в 27 из 27). Далее по частоте встречаемости идут биотит (25—64%, 12 из 27) и пироксен (8—42%, 6 из 27). Исключительно роговообманковые разности составляют 32—71% (14 из 27), биотит-роговообманковые — 13—50% (8 из 27), пироксен-биотит-роговообманковые — 6—38% (5 из 27). Породы имеют гипидиоморфнозернистую структуру со следами перекристаллизации.

По своему составу кварцевые диориты, сиенитодиориты и двуполевошпатовые сиениты южной части Дудетского плутона близки аналогичным

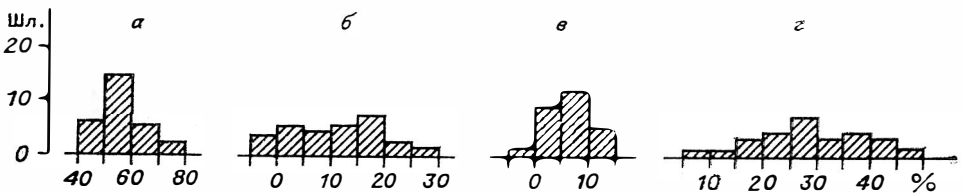


Рис. 21. Гистограмма содержаний породообразующих минералов в кварцевых диоритах, сиенитодиоритах и двуполевошпатовых сиенитах южной части Дудетского плутона.

а — плагиоклаз; б — калинатровый полевой шпат; в — кварц; г — темноцветные минералы.

породам раннепалеозойских гранитоидных батолитов восточного склона Кузнецкого Алатау, в частности Салангинского батолита.

Граниты второй фазы южной части Дудетского плутона состоят из кварца (16—28%), плагиоклаза (55—65%), калинагрового полевого шпата (7—26%), биотита, роговой обманки (3—10%), акцессорных минералов. Плагиоклаз меняется по составу от олигоклаза № 10 до андезина № 45—48 с хорошо выраженным максимумом в области № 18—35. Биотит и роговая обманка обладают одинаковой частотой встречаемости. Почти всегда эти минералы присутствуют в породе совместно с преобладанием то одного, то другого из них.

Как и в Новобериккульском интрузиве, граниты, сплошь и рядом рассекая габбро и диориты северной части Ударнинского массива, очень редко выходят в поля развития щелочных сиенитов этого массива. Случаи прорыва сиенитов гранитами редки.

Второй представитель мартайгинского комплекса центральной части Мартайги — **Николкинский плутон** — имеет площадь 65 кв. км. Он достигает в длину 20 км при ширине 2—5 км. На западе плутон контактирует с существенно карбонатными породами рифея — раннего кембрия, на востоке — почти на всем протяжении с габбро и диоритами Новобериккульского массива. Форма плутона, по-видимому, штокообразная.

Сложен Николкинский плутон в основном двумя группами пород: 1) породами ряда диорит — сиенитодиорит — двуполевошпатовый сиенит и 2) пертит-антипертитовыми щелочными сиенитами, местами переходящими в граносиениты. Щелочные сиениты слагают главным образом северную и южную части плутона, диориты, сиенитодиориты и двуполевошпатовые сиениты — центральную. Отличительной особенностью Николкинского плутона является очень слабое развитие в нем гранитов. Эти породы встречаются здесь лишь в виде немногочисленных маломощных даек.

Породы ряда диорит — сиенитодиорит — двуполевошпатовый сиенит в общем близки по составу диоритам, сиенитодиоритам и двуполевошпатовым сиенитам раннепалеозойских гранитоидных батолитов восточного склона Кузнецкого Алатау, но резко отличаются от них решительным преобладанием в составе этого ряда диоритов. Значительным развитием диоритов Николкинский плутон напоминает собой раннепалеозойские гранитоидные батолиты западного склона Кузнецкого Алатау.

Сложены диориты, сиенитодиориты и двуполевошпатовые сиениты теми же минералами, что и аналогичные породы Дудетского плутона. Величины содержащий этих минералов показаны на рис. 22.

Плагиоклаз пород меняется по составу от № 12 до № 46. Чаще всего встречается плагиоклаз № 18—40. Роговая обманка в большинстве случаев представлена светло-зеленым актинолитом ($\angle cNg = 16—18^\circ$; $-2V = 72—76^\circ$; $Np = 1,632—1,628$), реже (в породах, обогащенных калишпатовом) — густо-зеленой разностью с $\angle cNg = 14—15^\circ$; $-2V = 58—68^\circ$;

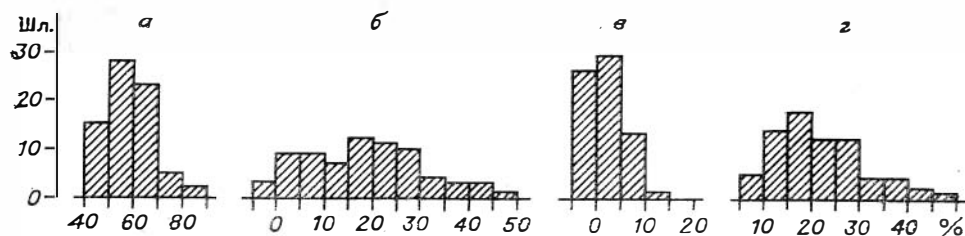


Рис. 22. Гистограмма содержаний породообразующих минералов в диоритах, сиенитодиоритах и двуполевошпатовых сиенитах Николкинского массива.

a — плагиоклаз; б — калинагровый полевой шпат; в — кварц; г — темноцветные минералы,

$Np = 1,660-1,666$; $Ng = 1,686-1,692$). Пироксен относится к диопсиду и салиту ($+2V = 56-58^\circ$; $Np = 1,683-1,685$; $Ng = 1,708-1,705$). Частота встречаемости роговой обманки, пироксена и биотита примерно одинакова. Роговая обманка обнаружена в 42—60% (в 65 из 127) шлифов, пироксен — в 46—65% (в 71 из 127), биотит — в 50—67% (в 76 из 127). Темноцветные минералы встречаются во всевозможных сочетаниях по одному, по два и по три с преобладанием то одного, то другого из них. Широко распространены, в частности, биотит-пироксеновые диориты и сиенитодиориты (27—44%, 45 случаев из 127), которые сосредоточены главным образом в восточной части плутона, тяготея к контакту с Новобериккульским интрузивом. Породы имеют гипидиоморфнозернистую структуру с почти постоянным присутствием в них участков, сложенных мелкозернистым бластическим агрегатом плагиоклаза или плагиоклаза и темноцветных минералов.

Среди диоритов, сиенитодиоритов и двуполевошпатовых сиенитов Николкинского плутона очень часты останцы и ксенолиты предгранитных габбро, порфиритов и реже — известняков. Габбро аналогичны по составу габбро Новобериккульского интрузива, останцами которых, сохранившимися от уничтожения в поле развития пород Николкинского плутона, они, надо полагать, и являются. Габбро и порфириты «диоритизируются», испытывают актинолитизацию, покисление и другие изменения. Большая часть диоритов Николкинского плутона, по-видимому, представляет собой такие «диоритизированные» габбро. Нередко габбро и порфириты испытывают перекристаллизацию с возникновением по ним диопсид-плагиоклазовых, биотит-плагиоклазовых и других роговиков. Ксенолиты известняков почти не претерпевают никаких изменений, кроме перекристаллизации. Иногда вокруг них образуются диопсидовые оторочки шириной 15—20 см.

Любопытные двуполевошпатовые пироксеновые сиениты и сиенитодиориты наблюдаются в восточной части Николкинского плутона в зоне контакта его с новобериккульскими габбро и диоритами. Они являются продуктами частичной сиенитизации этих пород. Сиенитизация здесь во многих отношениях напоминает аналогичный процесс, имеющий место в связи с линзообразными телами сиенитов Новобериккульского массива, и начинается с деанортизации плагиоклаза габбро и диоритов, одновременно с которой, несколько запаздывая, видимо, по отношению к ее началу, происходит частичная перекристаллизация породы с дезинтеграцией и переотложением в перекристаллизованных участках зерен пироксена, роговой обманки и плагиоклаза. Перекристаллизованные участки имеют мелкозернистую аллотриоморфную часто типично роговиковую структуру. Они образуют или бесформенные пятна, или жилки, локализованные вдоль границ плагиоклазовых зерен. При перекристаллизации оптические свойства пироксена породы не меняются, роговая обманка приобретает зеленую окраску и сильно сокращается в своем количестве. Появляется биотит и слабопертитовый существенно калиевый полевой шпат. Последний образуется также и вне перекристаллизованных участков в виде довольно крупных кристаллов, соизмеримых по своей величине с кристаллами плагиоклаза. Порфиробластов щелочного полевого шпата, как это имеет место при сиенитизации в Новобериккульском массиве, здесь не образуется.

Возникающие таким путем двуполевошпатовые пироксеновые сиениты и сиенитодиориты состоят из зонарных кристаллов олигоклаз-андезина № 9—40, редких зерен клинопироксена ($2V = +51-57^\circ$; $Np = 1,691-1,699$), микропертитового калиевого полевого шпата. В породе имеются многочисленные пятна и жилки, сложенные мелкозернистым аллотриоморфным агрегатом олигоклаза или андезина, пироксена, калишпата, часто роговой обманки и биотита, причем главная масса пироксена и калиевого полевого шпата породы, весь амфибол и биотит приурочены именно к таким перекристаллизованным участкам. Общее количество щелочного

полевого шпата в пироксеновых сиенитах и сиенитодиоритах достигает 30—45%, темноцветных минералов, в основном пироксена, — 10—15%.

Двуполевошпатовым пироксеновым сиенитам и сиенитодиоритам кое-где сопутствуют мелкие тела пертит-антипертитовых щелочных сиенитов, которые слагают в них гнезда и маломощные дайки. Щелочные сиениты, кроме того, уже в больших количествах появляются в новобериккульских габбро и диоритах сразу же за полосой развития пироксеновых сиенитов и сиенитодиоритов, создавая как бы внешний фронт преобразования пород Новобериккульского интрузива. Они являются полными структурными и вещественными аналогами сиенитов Новобериккульского интрузива.

Новобериккульские габбро и диориты в восточном экзоконтакте Николкинского плутона также часто превращаются в роговиковоподобные породы. Последние имеют авгит-биотит-олигоклазовый, биотит-амфибол-андезиновый или существенно щелочнополевошпатовый состав. В последнем случае они сложены микропертитовым калинатровым полевым шпатом, щелочной роговой обманкой или салитом.

Пертит-антипертитовые щелочные сиениты Николкинского плутона принадлежат к тому же петрографическому типу пород, что и щелочные сиениты Новобериккульского и Ударнинского интрузивов. Имеют крупную и среднезернистую структуру. Сложены грубополосчатым антипертитовым и пертитовым калинатровым полевым шпатом, гастингситом ($\angle cNg = 12-14^\circ$; $-2V = 50-60^\circ$; $Np = 1,667-1,687$), светло-зеленым салитом, биотитом, кварцем (0—12%, иногда выше). Из темноцветных минералов чаще всего встречается роговая обманка (54—82%, 32 случая из 46), затем — пироксен (19—47%, 15 случаев из 46) и биотит (9—34%, 9 случаев из 46). Преобладают исключительно роговообманковые и пироксенроговообманковые сиениты. Кварцевые разности среди щелочных сиенитов составляют 49—78% (30 случаев из 46). Количество кварца в некоторых щелочных сиенитах достигает 15—17%, т. е. эти породы переходят уже в граносиениты. Наиболее обычное содержание кварца — 1—7%.

Пертит-антипертитовые щелочные сиениты в Николкинском плутоне слагают два крупных поля: одно в его северном (кайдаловские сиениты), другое — в южном конце. Кроме того, они образуют мелкие тела (жилообразные массы, пятна, выпоты), размером иной раз до нескольких сантиметров в поперечнике, среди сиенитодиоритов и двуполевошпатовых сиенитов. С диоритами, сиенитодиоритами и двуполевошпатовыми сиенитами щелочные сиениты связаны двумя типами взаимоотношений. С одной стороны, это плавные взаимопереходы, сущность которых сводится к постепенному увеличению в породах калинатрового полевого шпата вплоть до полного вытеснения им плагиоклаза. При втором типе взаимоотношений появлению щелочных сиенитов предшествует преобразование диоритов, сиенитодиоритов и двуполевошпатовых сиенитов в мелкозернистые олигоклазовые или олигоклаз-салитовые породы, в которых затем начинает развиваться, постепенно увеличиваясь в своем количестве, калинатровый полевой шпат. Этот тип взаимоотношений аналогичен взаимоотношениям между частью щелочных сиенитов и породами первой фазы в раннепалеозойских гранитоидных батолитах восточного склона Кузнецкого Алатау и между габбро и щелочными сиенитами в Ударнинском массиве.

Щелочные сиениты в Николкинском плутоне являются после- или позднемагматическими образованиями. Послемагматическая природа хорошо доказывается для щелочных сиенитов, развивающихся по олигоклазовым и олигоклаз-салитовым породам. Что же касается щелочных сиенитов, связанных с породами плутона взаимопереходами, то их после- или позднемагматический генезис устанавливается менее ясно. Однако, судя по тому, что в зонах перехода от таких сиенитов к диоритам, сиенитодиоритам и двуполевошпатовым сиенитам свойственный щелочным сиенитам калинатровый полевой шпат замещает и разъедает плагиоклаз пород,

и эти щелочные сиениты тоже следует относить к числу поздних продуктов формирования плутона.

Есть в Николкинском плутоне нефелиновые сиениты. Они известны по кл. Поворотный, в районе пос. Гавриловка и на правобережье р. Николка, будучи во всех случаях приуроченными к участкам развития эндоконтактных двуполевошпатовых пироксеновых сиенитов, сиенитдиоритов и плагиоклаз-диопсидовых пород. Эти нефелиновые сиениты описаны В. А. Врублевским и М. П. Кортусовым [1963] и, по их данным, состоят из микроклина, альбита, нефелина, лепидомилана, авгита, эгирин-авгита, гастингсита, граната, сфена и др. Содержание нефелина и продуктов его разложения равно 20—28%.

Породы Николкинского массива рвутся многочисленными дайками диоритовых порфиритов и лампрофиров. Мощность даек колеблется от нескольких до десятков метров, падение вертикальное, простираение близкое к меридиональному. Намечается два участка наиболее интенсивного проявления этих даек — район пос. Гавриловка, где они слагают сплошное поле, в пределах которого В. К. Мониц [1938] насчитал их более тысячи, и на правобережье Бочкова ключа и по кл. Поворотный. Состав даек чрезвычайно разнообразен и варьирует от пород, названных В. К. Моницем диоритовыми порфиритами, до лампрофиров. Внешний облик их весьма характерен. Они сложены крупными (до 5—10 мм) обильными вкрапленниками широкотаблитчатого плагиоклаза, количество которых достигает иной раз 50—60% объема пород, мелкими (до 2—3 мм) вкрапленниками пироксена, амфибола или биотита, заключенными в мелко- или тонкозернистую основную массу серой или белой окраски.

Породы этих даек могут быть подразделены на такие разновидности,

1. Диоритовые порфириты с вкрапленниками плагиоклаза № 35—42 и авгита ($+2V = 48-52^\circ$; $Np = 1,689-1,693$). Основная масса сложена лейстами олигоклаза, зернышками пироксена. В породе почти всегда есть немного зеленой роговой обманки.

2. Диоритовые порфириты с вкрапленниками плагиоклаза (№ 30—48), авгита ($+2V = 50-54^\circ$; $Np = 2,693$) и зеленой роговой обманки ($\angle cNg = 15-18^\circ$, $Np = 1,656-1,675$). Основная масса — лейсты олигоклаза № 16—20, зерна пироксена и амфибола.

3. Биотитовые диоритовые порфириты, содержащие во вкрапленниках и в основной массе, или только в основной массе, биотит ($Np = 1,594-1,598$). Во вкрапленниках, помимо этого, есть андезин № 30—50, клинопироксен ($+2V = 53-56^\circ$; $Np = 1,693-1,695$). Основная масса — лейсты и изометричные зернышки олигоклаза № 14—18, пироксен, биотит, временами немного микроклина.

4. Породы, состоящие из порфировых выделений плагиоклаза (№ 32—38), клинопироксена ($+2V = 55-58^\circ$; $Np = 1,695$), часто биотита. Основная масса ортофировой структуры сложена изометричными зернышками микроклина в количестве до 50—70%, кислым олигоклазом или альбитом, пироксеном, биотитом.

5. Наконец, некоторые из описываемых даек представлены лампрофитами, состоящими из вкрапленников андезина № 30—46 и зеленоватого пироксена ($+2V = 60-64^\circ$; $Np = 1,699-1,702$), который в значительной степени замещается густо-зеленой роговой обманкой ($\angle cNg = 8-12^\circ$; $Np = 1,689-1,692$). Основная масса имеет ортофировую структуру. В ее состав входят главным образом микроклин, в подчиненном количестве кислый олигоклаз или альбит, роговая обманка и пироксен.

Все рассмотренные разновидности дайковых пород, по-видимому, связаны друг с другом взаимопереходами.

Явная пространственная приуроченность главной массы даек диоритовых порфиритов и лампрофиров к полю развития пород Николкинского плутона позволяет рассматривать эти дайки в качестве жильной серии плутона.

Местами дайки диоритовых порфиритов и лампрофиров выходят за пределы Николкинского массива. Они встречаются, в частности, в Новобериккульском интрузиве, где секут габбро и щелочные сиениты.

Химические особенности пород Дудетского и Николкинского плутона показаны в табл. 20. Прокомментируем эту таблицу. Породы первой фазы Дудетского плутона охарактеризованы на основании анализов сиенитодиоритов и двуполевошпатовых сиенитов южной части плутона. Их средний состав близок к известково-щелочному сиениту по Дэли. По сравнению с аналогичными породами батолитовой формации восточного склона Кузнецкого Алатау они являются образованиями более меланократовыми.

Породы первой фазы Николкинского плутона подразделены на две группы — на сиенитодиориты и двуполевошпатовые сиениты, с одной стороны, и на диориты — с другой. Это подразделение вызвано тем, что породы той и другой групп обнаруживают довольно резкие различия в химизме, которые не позволяют подсчитывать их средний состав вместе. Сиенитодиориты и двуполевошпатовые сиениты близки в целом к среднему составу известково-щелочного сиенита, мало чем отличаясь от сиенитодиоритов и двуполевошпатовых сиенитов Дудетского плутона. Диориты отвечают меланодиоритам или лейкогаббро. Подобный состав диоритов и их резкий отрыв в химизме от сиенитодиоритов и двуполевошпатовых сиенитов, видимо, лишний раз доказывает, что эти породы представляют собой «диоритизированные» габбро.

Граниты в табл. 20 представлены только гранитами Дудетского плутона, причем они тоже поделены на две естественные группы — лейкократовые граниты и гранодиориты, которые отделены друг от друга скачком в химизме. В группу лейкократовых гранитов вошли большая часть даек и граниты крупного тела в южной части плутона, в группу гранодиоритов — некоторые дайки из окрестностей Берикюля. Лейкократовые граниты обнаруживают большое сходство с гранитами второй фазы уленьтуимского комплекса. Различия по *t*-критерию между ними устанавливаются лишь в содержаниях кальция и калия. Гранодиориты окрестностей Берикюля близки по химизму к породам первой фазы того же уленьтуимского комплекса.

Щелочные сиениты Николкинского плутона относятся к классу мезократовых умереннощелочных умереннонатровых пород. По величине содержания окислов и петрохимическим характеристикам они более всего походят на щелочные сиениты Новобериккульского интрузива, меньше — на щелочные сиениты северной части Ударнинского массива, и еще меньше — на щелочные сиениты Большетаскыльского интрузива.

В заключение необходимо остановиться на соотношении щелочных сиенитов Новобериккульского и северной части Ударнинского массивов с породами раннепалеозойской формации гранитоидных батолитов и на тех фактах, которые заставили нас в свое время связать появление этих сиенитов с раннепалеозойскими гранитоидами [Довгаль В. Н., 1975]. Факты эти таковы.

1. В Новобериккульском массиве щелочные сиениты в главной своей массе приурочены к западной половине массива, которая пространственно тяготеет к контакту с Николкинским батолитом.

2. В контакте с Николкинским плутоном габбро и диориты Новобериккульского массива подвергаются сиенитизации, которая во многих отношениях напоминает аналогичный процесс, имевший место при формировании линзообразных тел сиенитов в Новобериккульском интрузиве. Образующиеся при этом щелочные сиениты ничем не отличаются от щелочных сиенитов Новобериккульского интрузива. Во всяком случае, наши неоднократные попытки в полевых и камеральных условиях как-то разделить эти породы ни к чему не привели.

Средние химические составы пород маргайинского комплекса центральной части Марининской Тайги

Окислы, ха- рактеристики	Дудетский массив						Николинский											
	1 (n=3)		2 (n=3)		3 (n=17)		4 (n=7)		5 (n=4)		6 (n=6)		7 (n=2)		8 (n=10)		9 (n=1)	
	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S
SiO ₂	60,86	1,26	63,40	1,36	71,31	1,66	59,79	2,42	52,76	0,94	63,43	2,59	55,02	60,11	2,13	72,50	2,13	72,50
TiO ₂	0,85	0,07	0,52	0,04	0,28	0,09	0,54	0,08	0,99	0,34	0,37	0,22	0,48	0,64	0,17	0,22	0,64	0,17
Al ₂ O ₃	17,42	0,61	18,15	1,22	15,34	1,43	18,20	1,15	18,20	1,10	18,20	1,63	20,24	17,97	1,05	14,70	1,05	14,70
Fe ₂ O ₃	0,86	0,73	1,78	1,57	0,86	0,45	0,79	0,66	2,21	1,53	1,88	1,41	3,12	0,81	0,64	0,37	0,81	0,64
FeO	5,04	0,42	3,09	1,19	1,75	0,45	4,18	0,33	6,08	1,99	2,75	1,32	3,83	4,44	0,53	1,77	4,44	0,53
ΣFeO	5,81	0,25	4,69	0,44	2,52	0,72	4,89	0,45	8,07	0,57	4,45	1,22	6,64	5,16	0,59	2,10	5,16	0,59
MnO	0,08	0,01	0,07	0,02	0,07	0,04	0,22	0,25	0,41	0,05	0,41	0,10	0,48	0,18	0,21	0,08	0,18	0,21
MgO	2,46	0,16	1,45	0,53	0,67	0,29	2,34	0,79	4,82	0,32	1,19	1,02	0,49	2,38	0,65	0,55	2,38	0,65
CaO	4,87	0,45	3,84	1,09	1,90	0,52	4,98	0,52	9,20	1,07	2,66	1,46	3,44	4,95	0,48	2,42	4,95	0,48
Na ₂ O	4,39	0,26	4,99	0,40	4,41	0,69	5,04	1,05	3,34	1,49	5,22	0,59	8,07	3,62	0,92	4,66	3,62	0,92
K ₂ O	3,09	0,17	2,57	0,98	3,40	1,05	3,84	0,83	2,23	0,41	4,06	0,60	5,32	4,85	0,77	1,60	4,85	0,77
P ₂ O ₅	0,08	0,04	0,16	0,01	He опр.	—	He опр.	—	He опр.	—	0,41	0,40	0,41	He опр.	—	He опр.	—	He опр.
a	14,2	0,65	14,8	0,56	14,1	0,83	16,7	1,64	10,7	3,21	17,2	1,30	25,7	15,9	1,83	42,0	15,9	1,83
c	4,6	0,33	4,5	1,17	2,1	0,73	3,9	1,14	7,0	2,66	2,6	1,06	0,9	4,0	1,01	2,6	4,0	1,01
b	14,1	0,55	7,8	1,81	5,1	0,96	11,0	2,24	20,5	1,58	8,7	1,69	9,8	11,0	1,85	4,8	11,0	1,85
b'	14,1	0,55	7,2	0,72	3,6	1,03	11,0	2,24	20,5	1,58	6,9	3,32	9,8	11,0	1,85	2,9	11,0	1,85
f'	51	3,57	60	12,58	48	13,59	45	7,44	39	6,92	50	11,04	66	47	6,80	43	47	6,80
m	37	0,87	31	3,63	22	9,91	36	6,89	41	5,42	21	16,84	30	36	5,72	20	36	5,72
n	68	1,85	75	8,87	66	9,64	66	9,15	66	15,18	66	4,54	70	67	7,60	8,2	67	7,60
Q	+7,2	3,02	+11,7	3,91	+26,8	3,74	-0,3	7,70	-4,9	7,03	+6,2	5,12	-25,1	+1,9	7,40	8,2	+1,9	7,40
d	0,61	0,02	0,61	0,06	0,72	0,09	0,69	0,08	0,44	0,15	0,71	0,05	0,94	0,7	0,08	+33,8	0,7	0,08
α	24,5	1,45	23,3	5,16	12,9	4,31	18,9	5,58	40,1	16,14	13,6	4,71	3,1	20,6	5,36	17,5	20,6	5,36
F	57,0	2,25	65,1	7,86	69,0	11,49	55,0	7,31	48,4	1,39	73,5	18,31	94,8	55,6	6,14	168,2	55,6	6,14

Примечание. 1 — сленциопориты и дулоленинатовые сленциты; 2 — гранодиориты; 3 — лейкограновые граниты; 4 — сленциопориты и дулоленинатовые сленциты; 5 — диориты; 6 — щелочные сленциты; 7 — нефелиновые сленциты; 8 — средний состав сленциодiorитов и дулоленинатовых сленцитов; 9 — гранит ксенолита. Источники анализов: В. А. Врублевский [1965], В. Н. Довгалы и др. [1972, 1977], Ю. А. Кузнецов и др. [Раннекаменноугольный, 1971].

3. Щелочные сиениты в значительном количестве имеются в Николкинском плутоне. По составу они тоже близки сиенитам Новобериккульского интрузива.

Для щелочных сиенитов Ударнинского массива связь с раннепалеозойской формацией гранитоидных батолитов доказывается на том основании, что эти сиениты являются, по существу, южным продолжением щелочных сиенитов Новобериккульского интрузива. Мы уже говорили, что сиениты обоих этих массивов соединяются друг с другом. Связующим звеном между ними служит меридиональная зона развития во вмещающих вулканитах небольших тел щелочных сиенитов и сиенитизированных пород. В эту зону вписываются и являются ее элементом щелочные сиениты южной части Николкинского батолита (см. рис. 20), присутствие которых подтверждает, так сказать, гранитоидную природу щелочных сиенитов этой полосы.

Вообще в отношении Ударнинского плутона следует сказать, что в целом он, по-видимому, представляет собой такое же сочетание магматических ассоциаций, как сочетание Новобериккульского и Николкинского массивов. Вероятными аналогами пород (диоритов, сиенитодиоритов, двуполевошпатовых сиенитов) Николкинского плутона в Ударнинском массиве могут оказаться породы его западной «гибридной полосы». Во всяком случае, судя по данным А. Е. Курмея и нашим наблюдениям в разрезах по р. Кийский Шалтырь, породы этой полосы обнаруживают общие черты с породами Николкинского плутона. Щелочные же сиениты эквивалентны по своему положению щелочным сиенитам Николкинского и Новобериккульского интрузивов. Однако если в этих интрузивах щелочные сиениты достаточно четко отличаются друг от друга как по своему пространственному положению, так и по формам проявления, в связи с чем они были отнесены в свое время к различным породным ассоциациям, то в Ударнинском массиве такое разделение весьма затруднено.

Процессы, приводящие к появлению щелочных сиенитов, находятся в обратных корреляционных соотношениях с процессами образования гранитов заключительных стадий формирования гранитоидных батолитов. Свидетельством тому служит резкое сокращение количества гранитных даек в полях развития щелочных сиенитов. Кстати, это обстоятельство, видимо, служит причиной весьма ограниченного развития гранитов в богатом щелочными сиенитами Николкинском плутоне. Напомним, что подобный «антагонизм» между процессами образования щелочных сиенитов и процессами образования гранитов наблюдается и в раннепалеозойских гранитоидных батолитах восточного склона Кузнецкого Алатау.

Щелочные сиениты в Новобериккульском массиве размещаются главным образом в поле развития диоритов, и это, конечно, не случайно. Диориты являются как бы связующим звеном между габбро массива и сиенитами, и их происхождение вполне может рассматриваться в рамках того же процесса, который приводит к возникновению сиенитов. Как и в случае с сиенитами, процесс этот был, видимо, связан с формированием пород Николкинского плутона. Однако если появление новобериккульских щелочных сиенитов имело место в послемагматическую стадию существования массива, то образование диоритов, похоже, происходило еще до момента полной кристаллизации габбро. Доказательством тому служит наличие в Новобериккульском массиве даек мелкозернистых габбродиоритов, диорит-порфириров, габбродиорит-порфириров и других пород, аналогичных по составу диоритам. Нельзя также упускать из виду и сходство диоритов с вмещающими вулканитами. Таким образом, если признать, что появление диоритов в западной части Новобериккульского интрузива, как и появление щелочных сиенитов, так или иначе было связано с процессами формирования пород Николкинского плутона, то тогда между раннепалеозойскими габбро и гранитоидами в центральной части

Мартайги обнаруживаются более сложные взаимоотношения, чем те, которые представлялись ранее.

О сущности таких взаимоотношений в настоящее время можно лишь гадать. Однако один момент этих взаимоотношений кажется достаточно очевидным, а именно: раннепалеозойские габбро и гранитоиды центральной части Мартайги не сильно (в геологическом плане, конечно) оторваны друг от друга во времени. Этот вывод подкрепляется также и другими геологическими данными. Так, несколько лет тому назад нами и А. Е. Курмеем в габбродиоритах северной части Ударнинского массива, в тех самых габбродиоритах, которые рвутся гранитами Дудетского плутона, были обнаружены ксенолиты гранитов, весьма похожие на дудетские граниты [Довгаль В. Н. и др., 1977]. Ксенолиты имеют остроугольную форму, размеры от 1—2 до 10—15 см. Состоят они из зонарного плагиоклаза № 14—35 (68%), кварца (19%), калинатрового полевого шпата (8%), биотита (5%). По набору минералов, общему структурному рисунку породы, главным чертам химизма (см. табл. 20) граниты ксенолитов напоминают дудетские, но вместе с тем и отличаются от последних. Граниты ксенолитов характеризуются меньшим содержанием калинатрового полевого шпата, меньшим уровнем щелочности. Несколько иную морфологию имеют в них и зерна калинатрового полевого шпата. Если в дудетских гранитах они почти всегда резко ксеноморфны по отношению к плагиоклазу и прочим минералам породы и практически лишены собственных форм, то зерна калинатрового полевого шпата ксенолитов обладают некоторыми элементами самостоятельных кристаллографических очертаний.

Габбродиориты, которые включают ксенолиты, состоят из плагиоклаза № 48 — 67, зеленовато-бурой роговой обманки ($\angle cNg = 12^\circ$; $-2V = 72^\circ$; $Np = 1,664$), акцессориев.

Граниты ксенолитов в формационном плане, конечно, не могут сопоставляться с породами раннепалеозойской формации гранитоидных батолитов Кузнецкого Алатау, так как под этой формацией понимается сообщество пород, которое образуется позднее раннепалеозойских габбровых ассоциаций. Однако и граниты ксенолитов, и гранитоиды батолитовой формации представляют собой продукты единого, весьма длительного в своем развитии, синорогенного гранитоидного магматизма Кузнецкого Алатау, который проявлялся, судя по наличию описываемых ксенолитов, уже в первой половине кембрия и завершился массовым гранитообразованием в позднем кембрии — ордовике. Таким образом, раннепалеозойские габбро центральной части Мартайги попадают как бы в вилку между батолитовыми гранитоидами и сходными с ними по составу, но более ранними, гранитами ксенолитов. Это, очевидно, тоже свидетельствует об отсутствии большого временного разрыва между моментом образования раннепалеозойских габбровых массивов и моментом образования раннепалеозойских гранитоидных батолитов.

РАННЕПАЛЕЗОЙСКАЯ СИЕНИТ-ГАББРОВАЯ АССОЦИАЦИЯ МРАССКОЙ ЗОНЫ (ПАТЫНСКИЙ КОМПЛЕКС)

Поскольку патынский комплекс многие геологи считают девонским, то, прежде чем начать характеристику комплекса, необходимо остановиться на вопросах его возраста.

С патынским комплексом геологи впервые познакомились на примере Патынского пироксенит-габбрового массива. Его ещё в 1916 г. посетил геолог Б. Л. Степанов. В 1928 г. массив изучал А. М. Кузьмин [1933], в 1931—1932 гг. — И. П. Комаров, в 1932 г. — П. И. Лебедев [1935], в 1936 г. — Г. М. Саранчина [1936] и ряд исследователей в более позднее время. Понятие «патынский комплекс» впервые было введено в геологический обиход А. Л. Додиним и В. Н. Гурьяновой в 1954 г. [Гурьяно-

ва В. Н., 1962]. Эти авторы первоначально включали в состав комплекса Патынский, Верхнетерсинский, Лабышский интрузивы и массив горы Дедовой на севере Кузнецкого Алатау. Они отнесли комплекс к пироксенит-габбровому типу. Аналогичным образом поступил четыре года спустя Г. В. Пинус [1958]: включил комплекс в «габбро-периidotитовую» формацию региона.

Во второй половине 50-х годов представления о составе и формационном типе патынского комплекса начали меняться. В это время П. И. Ковалевым, А. М. Сафьяном, С. С. Ильенком, И. М. Волоховым, В. М. Ивановым и другими производилось детальное изучение массива горы Бол. Куль-Тайга, В. Н. Довгалем и С. С. Ильенком — изучение Узасского интрузива, Г. В. Поляковым, Г. С. Федосеевым и другими — изучение массива горы Мал. Куль-Тайга и т. д. Благодаря этим исследованиям было выяснено, что во всех перечисленных массивах присутствуют в качестве характерного члена сиениты, сочетание которых с габбро и придает массивам те специфические особенности, которые позволяют выделять их в самостоятельную сиенит-габбровую ассоциацию. Между прочим, М. А. Усов [1936], еще не располагая данными по другим массивам патынского комплекса, относил Патынский массив к «габбро-сиенитовой интрузии». Термин «сиенит-габбровый» по отношению ко всему патынскому комплексу впервые употребил, по-видимому, С. С. Ильенко [1964]. В настоящее время этот термин прочно вошел в литературу.

Иногда патынский комплекс именуют патынско-культайгинским или культайгинским.

В первые годы после обнаружения Патынского массива ряд геологов считал его не моложе гранитоидов тельбесского комплекса (в настоящее время этот комплекс относят к батолитовой формации ордовика — раннего силура, а в то время — к раннему — среднему девону). Важную роль для определения такой возрастной позиции интрузива сыграли наблюдения А. А. Зенковой, которая в 1931 г. установила прорыв габбро патынского типа адамеллитами Чезимского массива тельбесского комплекса (в последнее время некоторые геологи, например В. Н. Соломатин [1973], понижают возраст чезимских гранитоидов до позднего кембрия — ордовика). М. А. Усов [1936] относил Патынский массив к верхнему силуру. Он параллелизовал его с лополитом горы Барсук в Южном Салаире, для которого устанавливался диапазон внедрения между ранним и поздним силуром или между ранним силуром и ранним девоном. В его схеме магматизма Патынский массив помещался ниже гранитов тельбесского комплекса. И. А. Молчанов [1941] считал Патын девонским, однако, учитывая данные А. А. Зенковой, он не поднимал его выше тельбесских гранитов, да и к девону относил лишь только потому, что включал породы массива в одну с гранитами «тельбесскую интрузию». В качестве «дотельбесского» рассматривает Патынский массив А. Н. Додин [1956]. Он датирует его как юнокаледонский.

Со временем, однако, взгляды на возраст Патынского массива и комплекса изменились. С годами многие геологи склонились к мысли, что комплекс этот относится к числу наиболее молодых интрузивных образований Кузнецкого Алатау. Появление его стали связывать, по существу, с послегеосинклинальной историей Кузнецкого Алатау, с периодом его среднепалеозойской активизации.

Подобному толкованию возрастной и тектонической позиции патынского комплекса способствовали четыре обстоятельства. Во-первых, массивам комплекса свойственны такие черты, как вероятное лакколито- или воронкообразное строение, свежесть пород, расслоенность, присутствие в их составе субщелочных и щелочных образований. Эти черты обычно свойственны интрузиям платформенного типа, поэтому допускается, что и массивы патынского комплекса тоже формировались в условиях, близких к платформенным, т. е. после окончательной консолидации Куз-

нецкого Алатау — в девоне. Во-вторых, массивы патынского комплекса по своему составу, в частности по наличию в них щелочных сиенитов и нефелиновых пород, обнаруживают определенное сходство с некоторыми девонскими интрузивами Минусинского прогиба. Правда, надо сразу же сказать, что сходство это заключается лишь в присутствии в том и другом случае близких по составу пород (в основном щелочных сиенитов и нефелиновых пород), но сиенит-габбровых и габбровых массивов патынского типа нигде в связи с заведомым девоном, и теперь это совершенно ясно, не встречается. В-третьих, в пределах мрасской зоны имеются несомненно девонские (среднедевонские) эффузивные и интрузивные образования, которые содержат породы, близкие по составу породам патынского комплекса. К этим образованиям относятся массивы гор Бол. и Мал. Каратаг и сопутствующие им вулканиты. Их девонский возраст доказывается на основании находок фауны гастропод и пелелипод живета в песчаниках, подстилающих вулканиты [Шербаков Ю. Г., 1961]. Массив горы Бол. Каратаг сложен щелочными и нефелиновыми сиенитами, перекрытыми сверху диабазовыми и андезитовыми порфиритами и лавобрекчиями трахитового состава. Массив горы Мал. Каратаг состоит из граносиенитов, гранитов, монцонитов, сиенитов, диоритов, габбро [Чувакин В. С., 1964; Ильенок С. С., 1964]. Щелочные и нефелиновые сиениты Мал. Каратага напоминают собой щелочные и нефелиновые сиениты патынского комплекса. Наконец, в пользу вероятной принадлежности к девону патынского комплекса свидетельствуют данные определений абсолютного возраста. Сейчас таких данных имеется несколько. Вот некоторые из них: биотит из щелочных сиенитов массива горы Мал. Куль-Тайга — 438 и 411 млн. лет [Поляков Г. В., 1971]; габбро Патынского массива (по породе) — 320 ± 50 , 350 ± 40 ; 340 ± 40 млн. лет [Богатилов О. А., 1973]; полевой шпат сиенитов массива горы Бол. Куль-Тайга — 318 млн. лет [Богатилов О. А., 1973].

Таковы доводы сторонников девонского возраста патынского комплекса. Вместе с тем комплекс обнаруживает большое сходство с раннепалеозойской сиенит-габбровой ассоциацией севера Кузнецкого Алатау и в первую очередь с Большетаскыльским интрузивом. На этом сходстве мы подробно останавливались в свое время и, исходя из этого сходства, отнесли патынский комплекс к раннепалеозойским образованиям [Довгаль В. Н., 1968]. Было это более 10 лет тому назад. За минувшие годы никаких новых геологических данных, которые позволили бы однозначно решить проблему возраста комплекса, не появилось. Правда, за прошедший период увеличилось число сторонников его раннепалеозойского возраста. В качестве частично и полностью раннепалеозойского патынский комплекс показывается, например, в последних легендах Западно-Сибирского геологического управления. В случае его частичного отнесения к раннему палеозою раннепалеозойскими считаются габбро, сиениты же рассматриваются как породы более молодых.

К раннепалеозойскому возрасту патынского комплекса заставляют склониться те аналогии, которые обнаруживаются между габбро комплекса и базитами раннего палеозоя. Вообще с этими аналогиями дело обстоит следующим образом. Сейчас в Кузнецком Алатау установлено весьма широкое распространение габбро, для которых доказывается раннепалеозойский возраст, и очень ограниченное развитие габбро, для которых надежно обосновывается их принадлежность к среднему палеозою. Примеры надежно доказанных среднепалеозойских массивов, в составе которых имеются габбро, буквально можно перечислить по пальцам. Примеры эти относятся в основном к северо-восточной части Кузнецкого Алатау, где размещаются такие девонские массивы, как Кия-Шалтырский, Белогорский, Кургусульский, массив горы Дедовой и несколько других. Эти массивы принадлежат к тому же, что и патынский комплекс, сиенит-габбровому формационному типу, однако отличаются от этого комплекса

своей заметно более высокой щелочностью как в сиенитовой, так и в габбровой частях. Среди габбро нередки, например, нефелиновые разности, которых практически нет в патынском комплексе.

Значительно большее сходство габбро патынского комплекса обнаруживают с раннепалеозойскими габбро Кузнецкого Алатау. Для выяснения степени этого сходства нами произведено сравнение химического состава патынских габбро и габбро ряда интрузивных массивов региона. Результаты этого сравнения показаны в табл. 21. Таблица составлена следующим образом. В крайнем левом столбце ее перечислены четыре массива — Патын, Узас, Бол. Куль-Тайга и Бол. Таскыл, которые являются исходными объектами для сравнения. Бол. Таскыл включен в этот список как наиболее близкий эквивалент интрузивов патынского комплекса, для которого интересно знать не только чем он похож и чем отличается от этих интрузивов, но и какова степень его сходства с массивами, которые сравниваются с интрузивами патынского комплекса. Далее, в таблице перечислены интрузивы, габбро которых сопоставлялись с габбро четырех исходных массивов. Сопоставления производились по главным породообразующим окислам. Для оценки степени сходства использовался критерий Вилкоксона.

Интрузивы, габбро которых не обнаруживают ни одного значимого различия с габбро исходного массива, вписываются в ту же графу, что и исходный массив. Интрузивы, габбро которых значимо отличаются по содержанию одного окисла (независимо какого), вписываются в графу 1, по содержанию двух окислов — в графу 2 и т. д. Окислы, содержание которых в габбро исходного массива выше, чем в габбро сравниваемого интрузива, подчеркнуты, окислы, содержание которых в исходных породах ниже — нет.

Для сравнения нами взяты массивы следующих породных сообществ Кузнецкого Алатау: раннепалеозойская сиенит-габбровая ассоциация центральной части Мартайги (Новоберикульский и Ударнинский массивы), когтахский комплекс (Когтахский, Частайгинский, Сартыгойский интрузивы и габбровый массив правобережья р. Ужунжул), раннепалеозойская дунит-пироксенит-габбровая ассоциация (Лысогорский, Аталыкский, Среднетерсинский, Рыбинский, Тейско-Шорский интрузивы), раннепалеозойские габбровые интрузивы, описанные А. Д. Мининым [1977] в районе массива горы Бол. Таскыл, на южном продолжении полосы развития сиенит-габбровых массивов центральной части Мартайги (Водопадный, Зеленый, Одинокий), раннепалеозойская плагиогранит-габбровая ассоциация (кундустуюльский комплекс), девонские сиепит-габбровые интрузивы (Кия-Шалтырский, Горячегорский, Макаракский). В таблицу включен также Тронтагский сиенит-габбровый массив. Он принадлежит к патынскому комплексу, но изучен менее детально, чем остальные массивы и почти не описан в литературе. Габбро его охарактеризованы незначительным количеством анализов и для широкого сопоставления не годятся.

Из табл. 21 видно, что наибольшее сходство габбро массивов патынского комплекса обнаруживают друг с другом и с габбро массива горы Бол. Таскыл. Близкий химизм имеют также породы габбровых массивов окрестностей Бол. Таскыла и, несколько неожиданно, кундустуюльского плагиогранит-габбрового комплекса. О степени сходства габбро других массивов можно судить по таблице. Габбро девонских массивов отстоят от исходных интрузивов достаточно далеко. Они отличаются по содержанию трех, четырех и более окислов и только лишь в одном случае (Кийский Шалтырь — Патын) — по двум.

Здесь, вероятно, не имеет смысла обсуждать вопрос о том, является ли приведенное сходство габбро патынского комплекса с габбро раннепалеозойских массивов Кузнецкого Алатау более веским основанием для отнесения этого комплекса к раннему палеозою, чем те факты, которые

Сравнение химического состава габбро патынского комплекса

Массив	Количество окислов, по которым		
	1	2	3
Патынский Бол. Таскыл Тронтаг Водопадный Правого борта Ужунжула	Узасский (Na) Лысогорский (Ca)	Горы Зеленой (Ca, Σ FeO) Кия-Шалтырский (Mg, Na) Тейско-Шорский (Ca, Na) Кундустуюльский (Ca, Na) Горы Одинокой (Ca, Na) Новоберикульский (Ca, Na) Ударнинский (Na, K)	Бол. Куль-Тайга (Ti, Al, Σ FeO) Макаракский (Mg, Ca, Na) Частайгинский Si, Na, Σ FeO Сартыгойский (Si, Na, Σ FeO) Рыбинский (Si, Ca, Na)
Узасский Водопадный Тронтаг	Патынский (Na) Бол. Таскыл (Si) Кундустуюльский (Ca) горы Одинокой (Ca) Правого борта Ужунжула (Na)	Тейско-Шорский (Ca, K) Лысогорский (Mg, Ca) Новоберикульский (Ca, K)	Бол. Куль-Тайга (Ti, Na, Σ FeO) Кия-Шалтырский (Si, Al, K) Горы Зеленой (Si, Ca, Σ FeO) Макаракский (Ca, Na, K) Ударнинский (Ca, Na, K) Сартыгойский (Si, K, Σ FeO)
Бол. Куль-Тайга		Бол. Таскыл (Ti, Al) Тронтаг (Ti, Σ FeO) Частайгинский (Mg, Na)	Патынский (Ti, Al, Σ FeO) Узасский (Ti, Na, Σ FeO) Кундустуюльский (Ti, Al, Σ FeO) Макаракский (Ti, Na, Σ FeO) Горы Зеленой (Ti, Al, K) Правого борта Ужунжула (Ti, Al, Σ FeO)
Бол. Таскыл Патынский Кундустуюль-ский Водопадный Горы Зеленой	Тронтаг (Σ FeO) Узасский (Si) Частайгинский (K) Сартыгойский (K)	Бол. Куль-Тайга (Ti, Al) Горы Одинокой (Si, K) Новоберикульский (K, Σ FeO) Ударнинский (Na, K)	Лысогорский (Si, Mg, Ca) Когтахский (Al, Ca, Na)

вроде бы свидетельствуют о девонском возрасте этой ассоциации горных пород. Оставим это на суд читателя. Мы же, исходя из этого сходства, будем рассматривать патынский комплекс в группе раннепалеозойских образований.

Патынский комплекс в настоящее время подробно охарактеризован в литературе. Описанию его посвящена специальная монография С. С. Ильенка [1964] и ряд других работ [Федосеев Г. С., 1961; Гурьянова В. Н., 1962; Богатиков О. А., 1966; Андреева Е. Д., 1968; Довгаль В. Н., 1962а, 1968; Поляков Г. В., 1971; Поляков Г. В. и др., 1973; Орлов Д. М., 1975; и т. д.]. Поэтому останавливаться на детальной характеристике комплекса мы не будем.

с химическим составом габбро других массивов Кузнецкого Алатау

наблюдаются значимые различия

4	5	6 и более
Среднетерсинский (<u>Ti</u> , <u>Mg</u> , <u>Na</u> , <u>K</u>) Аталыкский (<u>Si</u> , <u>Ti</u> , <u>Na</u> , <u>K</u>)	Когтахский (<u>Si</u> , <u>Al</u> , <u>Na</u> , <u>Ca</u> , Σ FeO)	Горячегорский (<u>Si</u> , <u>Al</u> , <u>Mg</u> , <u>Ca</u> , <u>Na</u> , <u>K</u>)
Среднетерсинский (<u>Ti</u> , <u>Mg</u> , <u>Na</u> , <u>K</u>)	Аталыкский (<u>Si</u> , <u>Ti</u> , <u>Mg</u> , <u>Na</u> , <u>K</u>) Рыбинский (<u>Si</u> , <u>Ca</u> , <u>Na</u> , <u>K</u> , Σ FeO) Частайгинский (<u>Si</u> , <u>Ti</u> , <u>Mg</u> , <u>K</u> , Σ FeO)	Горячегорский (<u>Si</u> , <u>Al</u> , <u>Mg</u> , <u>Ca</u> , <u>Na</u> , <u>K</u>) Когтахский (<u>Si</u> , <u>Al</u> , <u>Ca</u> , <u>Mg</u> , <u>Na</u> , Σ FeO)
Среднетерсинский (<u>Ti</u> , Σ FeO, <u>Mg</u> , <u>K</u>) Кия-Шалтырский (<u>Ti</u> , <u>Al</u> , <u>Na</u> , Σ FeO) Горы Одинокой (<u>Ti</u> , <u>Al</u> , <u>Na</u> , Σ FeO) Сартыгойский (<u>Ti</u> , <u>Al</u> , <u>Na</u> , Σ FeO) Рыбинский (<u>Ti</u> , <u>Al</u> , <u>Si</u> , Σ FeO)	Тейско-Шорский (<u>Ti</u> , <u>Al</u> , Σ FeO, <u>Mg</u> , <u>Na</u>) Лысогорский (<u>Ti</u> , <u>Mg</u> , <u>Na</u> , <u>K</u> , Σ FeO) Новоберкульский (<u>Ti</u> , <u>Al</u> , <u>Mg</u> , <u>Na</u> , Σ FeO) Ударнинский (<u>Ti</u> , <u>Al</u> , <u>Na</u> , <u>K</u> , Σ FeO) Когтахский (<u>Si</u> , <u>Ti</u> , <u>Mg</u> , <u>Ca</u> , Σ FeO)	Горячегорский (<u>Ti</u> , <u>Al</u> , <u>Mg</u> , <u>Ca</u> , <u>Na</u> , <u>K</u> , Σ FeO) Аталыкский (<u>Ti</u> , <u>Mg</u> , <u>Ca</u> , <u>Na</u> , <u>K</u> , Σ FeO)
Тейско-Шорский (<u>Si</u> , <u>Ca</u> , <u>Na</u> , <u>K</u>) Кия-Шалтырский (<u>Al</u> , <u>Mg</u> , <u>Na</u> , <u>K</u>) Макаракский (<u>Mg</u> , <u>Ca</u> , <u>Na</u> , <u>K</u>)	Среднетерсинский (<u>Ti</u> , <u>Mg</u> , <u>Na</u> , <u>K</u> , Σ FeO) Рыбинский (<u>Si</u> , <u>Ca</u> , <u>Na</u> , <u>K</u> , Σ FeO)	Горячегорский (<u>Al</u> , <u>Ti</u> , <u>Mg</u> , <u>Ca</u> , <u>Na</u> , <u>K</u>) Аталыкский (<u>Ti</u> , <u>Mg</u> , <u>Ca</u> , <u>Na</u> , <u>K</u> , Σ FeO)

Комплекс включает в себя следующие массивы: Патынский, Узасский, Бол. и Мал. Куль-Тайги, Тронтагский и горы Купчи (рис. 23). Они несколько отличаются друг от друга по составу. Патынский массив является пироксенит-габбровым при почти полном отсутствии в нем сиенитов, Узасский — сиенит-габбровым, Большекультайгинский — габбро-сиенитовым, Малокультайгинский — сиенитовым, Тронтагский и массив горы Купчи — сиенит-габбровым. Все эти массивы залегают среди существенно карбонатных пород рифея — раннего кембрия (?). Из них наиболее хорошо изучены первые четыре.

Патынский массив, по описаниям С. С. Ильенка [1960, 1964], имеет площадь около 50 кв. км и изометричную в плане форму. Контакты его во

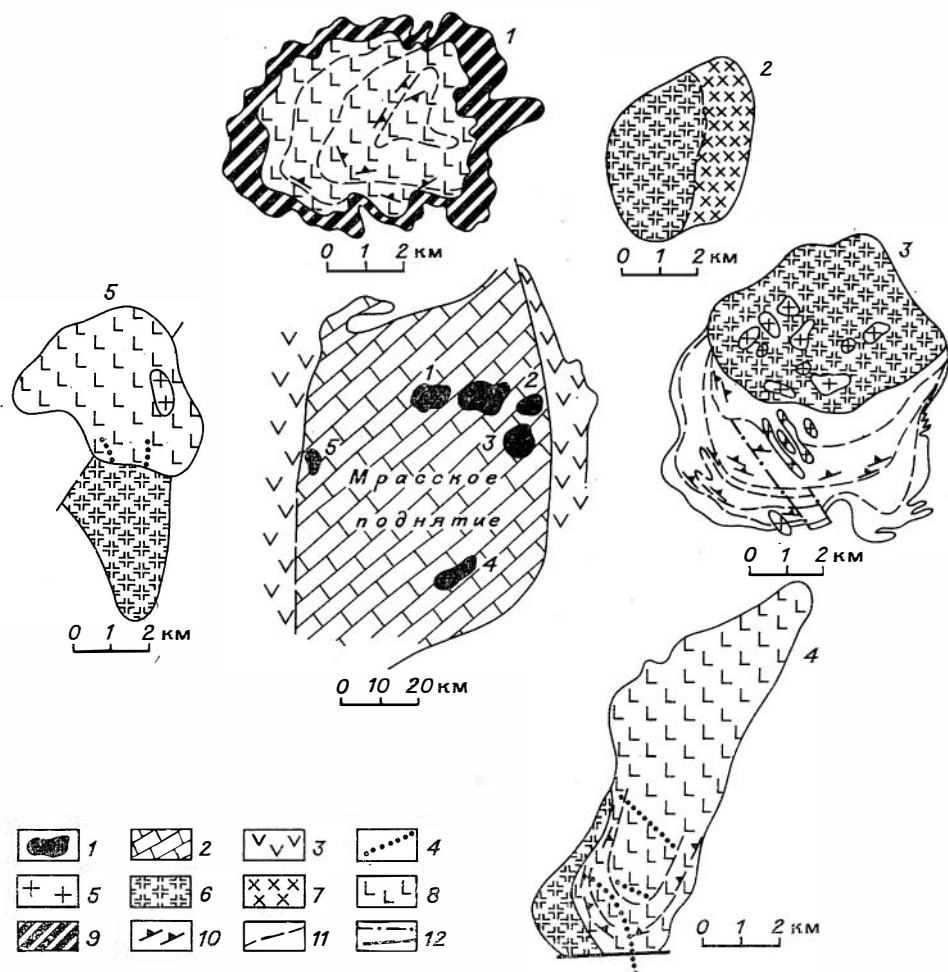


Рис. 23. Схема геологического строения массивов патынского комплекса (по С. С. Ильенку [1964], В. Н. Довгалю [1962а], Г. В. Полякову [1971], В. Н. Соломатину).

1 — массивы патынского комплекса (1 — Патынский, 2 — горы Мал. Куль-Тайга, 3 — горы Вол. Куль-Тайга, 4 — Узасский, 5 — Тронтагский); 2 — существенно карбонатные породы рифея — кембрия; 3 — существенно вулканические породы рифея — палеозоя; 4 — дайки щелочных сиенитов, сиенит-порфиров и гранит-порфиров; 5 — граниты, граносиениты; 6 — щелочные сиениты; 7 — кварцевые сиенитоидриты и двуполовошпатовые сиениты; 8 — габбро; 9 — пироксениты, габбропироксениты, габбро; 10 — элементы залегания трахитоидности и полосчатости; 11 — границы между отдельными разновидностями пород; 12 — дизъюнктивные нарушения.

всех случаях падают от периферии массива к центру, что позволяет говорить о его воронкообразной форме. Становление массива, по С. С. Ильенку, происходило в близповерхностных условиях.

Сложен Патынский массив почти исключительно основными породами. Породы иного состава представлены здесь лишь редкими дайками микрогранитов, сельвсбергитов, грорудитов, нефелин-содалитовых сиенитов, жилами монтичеллит-мелилит-нефелиновых пород, кислых и щелочных пегматитов. Изредка в очень небольшом количестве встречаются щелочные сиениты.

Для патынских габбро очень характерны полосчатые и трахитоидные текстуры. Полосчатость и трахитоидность падают по направлению к центру массива. В краевых частях углы падения их равны $60-70^\circ$, в центре — $0-12^\circ$.

С. С. Ильенко описывает Патынский массив как многофазный. Некоторые же другие исследователи, например Д. М. Орлов [1975], рассматри-

вают массив как однофазный. С. С. Ильенко выделяет в пределах массива семь возрастных групп пород: 1) троктолиты и оливиновые габбро; 2) нормальные габбро, нориты, пироксениты и плагиоклазиты; 3) титаномagnetитовые габбро, рудные пироксениты, сливные титаномagnetиты; 4) грубозернистые пегматоидные габбро; 5) кавернозные и порфиرويدные габбро; 6) грубозернистые пироксениты, габбропироксениты и габбро; 7) жильные и дайковые породы. Возникновение этих групп пород С. С. Ильенко объясняет дифференциацией в прикорневых частях воронкообразного тела.

Оливиновые габбро и троктолиты (форелленштейны) являются наиболее ранними породами массива. Они залегают в его центральной части согласно с общей внутренней структурой массива.

Нормальные габбро, нориты, пироксениты и плагиоклазиты относятся ко второй фазе формирования интрузии. Это расслоенная сильно дифференцированная группа пород, представленная главным образом безоливиновыми титан-авгитовыми габбро, содержащими линзы и слои авгит-роговообманковых и роговообманковых габбро, норитов, эвкритов, пироксенитов, лабрадоритов и битовнититов. Породы эти иногда секут под небольшими углами полосчатость в оливиновых габбро и троктолитах, но чаще залегают согласно с ней.

Титаномagnetитовые габбро, рудные пироксениты (косвиты) и оливиновые титаномagnetиты формировались позднее нормальных габбро массива и сопутствующих им пород. Они образуют в них, а также в оливиновых габбро и троктолитах то послонные, то секущие пластообразные тела. Для этих пород характерны резко трахитоидные текстуры и участками расслоенность.

Грубозернистые пегматоидные габбро образуют послонные и секущие тела небольшой мощности. Эти породы относятся к безоливиновым титан-авгитовым разностям.

Порфиرويدные и кавернозные габбро приурочены к центральной части массива. Первые из них образуют послонные тела мощностью 5—15 м среди нормальных и титаномagnetитовых габбро. Кавернозные габбро расположены в стратиграфически самой верхней части массива. По составу они сходны с порфиرويدными габбро, отличаясь от них главным образом присутствием небольшого количества оливина и отсутствием титанистой роговой обманки. Для них характерно наличие каверн размером до 2 см.

Грубозернистые пироксениты, габбропироксениты и габбро слагают внешнюю кольцевую дайку массива, внедрение которой произошло после появления всех перечисленных выше габброидных пород. Этим породам свойственны очень основной плагиоклаз (от битовнита до чистого анортита), густоокрашенный титанавгит, отсутствие оливина. Имеется бурая роговая обманка, титаномagnetит, сфен.

Дайковые и жильные породы Патынского массива представлены оливиновыми габбро, микрогаббро, долеритами, единитами, спессартитами, керсантитами, микрогранитами (гранофирами), основными, щелочными и кислыми пегматитами, сельвсбергитами, грорудитами и породами нефелин-мелилитового ряда. Чаще всего встречаются дайки габбро, долеритов и лампрофиров. Остальные жильные породы распространены не широко.

Основные пегматиты описываются в центральной части массива. Здесь они образуют дайки мощностью 0,4—2 м. Состоят эти породы из очень крупных кристаллов лабрадора и зеленой роговой обманки. Щелочные пегматиты встречаются редко, причем они иногда обнаруживают очень тесную связь с основными пегматитами, слагая совместно с ними одни и те же тела. Состоят щелочные пегматиты из нефелина, альбита, ортоклазпертита, эгирина. Формировались они несколько позднее основных пегматитов.

Еще более поздними образованиями являются кислые пегматиты. Сложены эти породы андезином, ортоклазом, кварцем и обнаруживают тесную связь с гранофирами.

Жильные щелочные породы целиком сосредоточены в юго-восточной приконтактной части массива. Здесь С. С. Ильенком [1964] описываются дайки сельвсбергитов, грорудитов, дайка нефелин-содалитового сиенита мощностью в 1,5 м и такая же по мощности дайка мелилит-нефелиновых пород. В этой же части массива среди габбро встречено небольшое линзовидное тело крупнозернистых щелочных эгиритовых сиенитов, а вдоль контакта габбро с вмещающими доломитами отмечается полоса мопсонитов и кварцевых сиенитов шириной от 5 до 50 м, появление которой связано с воздействием на доломиты щелочных растворов, выделявшихся из кристаллизующейся габбровой магмы в магматическую и послемагматическую стадии формирования плутона.

Среди вмещающих доломитов у юго-восточного контакта массива картируются кальцифиры, состоящие из кальцита, волластонита, клинопироксена, форстерита, и меланократовые породы мельтейгитового и якупирангитового состава. Здесь же встречаются небольшие тела щелочных сиенитов, гнезда и дайки мелилит-нефелиновых пород. Дайки мелилитовых и монтичеллитовых пород имеются и внутри плутона, но распространены они там нешироко.

Узасский массив занимает площадь около 36 кв. км. В плане имеет эллипсоидальные очертания. Массив изучен главным образом в его юго-западной части [Довгаль В. Н., 1962а; Ильенко С. С., 1964].

Узасский массив многофазен. Он имеет, по-видимому, воронкообразную форму и сложен серией пластовых или конических пластовых интрузивных тел, падающих под углами 30—60° от периферии массива к его центру. Воронкообразная форма массива отрисовывается также и по элементам залегания трахитоидности и полосчатости в габбро и долеритах массива. По отношению к вмещающим известнякам интрузив является дискордантным. Его нижняя контактовая поверхность лежит на известняках с ясно видимым угловым несогласием. В известняках вдоль юго-западного обрамления интрузива наблюдается система трещин расщепления, которая оконтурирует его. Появление этой трещиноватости, видимо, связано с формированием массива.

Массив не менее чем на 95% сложен основными породами — габбро и долеритами, представляющими собой ряд последовательных внедрений. Здесь отмечается по меньшей мере двукратное внедрение габбро. Одно из них наблюдается в виде пластового тела мощностью 600—1400 м в юго-западной части плутона, другое образует тоже пластовую интрузию мощностью не менее нескольких сот метров в районе горы Колбук (приблизительно центральная часть массива). Аналогичные по составу и, вероятно, по условиям залегания образования представляют собой и долериты. Но они слабают менее мощные, чем габбро, тела.

Габбро юго-западной части массива в лежачем боку силла контактирует с известняками и сиенитами, в висячем — с долеритами. С долеритами и известняками они имеют преимущественно активные контакты. Известняки в контакте с габбро подвергаются мраморизации и доломитизации. Кое-где наблюдается их скарирование с развитием безрудных пироксен-эпидиотовых скарнов. Долериты в экзоконтакте превращаются в пироксен-плагиоклазовые роговики.

Габбро массива имеют выдержанный облик. В большинстве своем это равномерно-среднезернистые породы с хорошо выраженной планпараллельной текстурой. Кое-где в них наблюдаются полосчатые текстуры. По минеральному составу габбро отвечают в основном безоливиновым титан-авгитовым разностям, всегда содержащим небольшое количество бурой роговой обманки, биотита, ильменита и титаномagnetита. В лежачем боку силла габбро обладают большей основностью, чем в висячем.

Среди габбро, преимущественно в висячем боку силла, нередко встречаются пегматоидные разности этих пород. Наблюдаются они в виде бесформенных гнезд размером от нескольких десятков сантиметров до 2—3 м. С нормальными габбро пегматоидные габбро связаны взаимопереходами.

Несколько иным составом и строением обладают габбро северо-восточной части массива. Они имеют в общем более основной состав, будучи всегда представленными оливиновыми разностями с очень основным плагиоклазом (битовнитом или анортит-битовнитом), и временами дают переходы к эвкритам. Для них точно так же свойственно присутствие бурой роговой обманки, биотита и ильменита. Пироксен в них — бесцветный авгит. В этих габбро совершенно не наблюдается полосчатых текстур, очень редки планпараллельные текстуры, среди них нигде не встречаются пегматоидные разности. Габбро северо-восточной части массива представляются собой средне- и равномернозернистые породы с темной окраской и очень свежим обликом.

На габбро северо-восточной части массива очень похожи долериты и долеритовые порфиры. Это мелко-, реже среднезернистые темные массивные породы, сложенные плагиоклазом (от лабрадора до анортита), бесцветным авгитом, небольшим количеством оливина, титаномагнетита. В некоторых образцах в них появляются в незначительном количестве бурая роговая обманка и биотит.

Помимо габбро и долеритов в составе Узасского интрузива заметную роль играют пертит-антипертитовые щелочные сиениты и нордмаркиты. Они слагают крупную пластовую интрузивную залежь, которая в виде постепенно суживающейся полосы протягивается вдоль северо-западной границы массива. Залежь эта имеет максимальную мощность 800 м, обладает восточным — юго-восточным падением и залегает согласно с расположенной выше ее пластовой интрузией габбро. Внедрялись сиениты позднее габбро, оказывая на них заметное контактное воздействие. Сиениты в эндоконтактной зоне содержат ксенолиты габбро и несут явные следы ассимиляции и контаминации габбровым материалом. Вследствие этой ассимиляции появляются в верхней эндоконтактной зоне сиенитового тела монцитонитовидные породы.

В пределах Узасского интрузива широко распространены образования, представленные пертит-антипертитовыми щелочными сиенит-порфирами, сиенитами и щелочными гранит-порфирами. Они в большом количестве секут долериты и габбро, изредка немного выходя за пределы массива. Дайки имеют крутое, часто вертикальное падение и северо-западное простирание. Мощность их колеблется от нескольких десятков до 100—150 м, протяженность достигает 2—2,5 км. В последнее время появились сведения о находке в пределах Узасского массива, по-видимому, жильных, нефелиновых пород якупирангит-уртитового ряда (данные О. И. Николаева).

Жильные сиениты и сиенит-порфиры более всего распространены в непосредственной близости от пластовой интрузии сиенитов. Гранит-порфиры играют здесь подчиненную роль. При движении на северо-восток картина меняется. Сиениты явно уступают место гранит-порфирам и, вероятно, исчезают совсем. В районе горы Колбук исчезают и гранит-порфиры. Здесь появляются многочисленные дайкообразные тела и, возможно, мелкие штоки спессартинов, кварцевых диоритов и иногда диоритов.

Жильные сиенит-порфиры и сиениты по своему минеральному составу и химизму идентичны сиенитам, слагающим силл.

Взаимоотношение даек сиенитов с дайками гранит-порфиров наблюдать не приходилось. Но, судя по тому, что аналогичные по составу гранит-порфиры секут сиенитовый силл, можно полагать, что внедрение их произошло после появления даек сиенитов и сиенит-порфиров.

Массив горы Бол. Куль-Тайга описывается здесь по данным С. С. Ильенка [1963, 1964], О. А. Богатинова [1966], И. М. Волохова и В. М. Ива-

нова. Массив имеет округлые очертания. Площадь его около 40 кв. км. В южной части массив сложен габбро, в северной и центральной — щелочными сиенитами и нордмаркитами, которые рвут габбро. Габбро, судя по тому, что и первично-магматические структуры течения в них, и контакты с вмещающими породами падают от периферии массива к его центру, слагают, по-видимому, дискордантное воронкообразное тело, северная половина которого уничтожена интрузией щелочных сиенитов и нордмаркитов. Последние образуют здесь крупный штوك.

Для габбро массива горы Бол. Куль-Тайга характерно неоднородное строение. Самая периферическая, контактирующая с вмещающими породами часть габбрового тела мощностью от 100 до 400—500 м сложена мелкозернистыми пироксеновыми и пироксен-амфиболовыми габбро и диоритами. В поле развития этих пород наблюдаются многочисленные полосы и пятна амфиболовых габбро, амфиболитов и роговиковоподобных образований — беербахитов. Здесь же часто встречаются ксенолиты вмещающих известняков и кварцитов.

Далее, в глубь массива, породы эндоконтактной зоны постепенно сменяются средне- и крупнозернистыми массивными и полосчатыми безоливиновыми титан-авгитовыми габбро, слагающими полосу шириной 1—1,3 км. Среди них часто встречаются согласные линейные тела, линзы и прослои пироксенитов, габбропироксенитов и пергматоидных габбро мощностью от нескольких сантиметров до нескольких сот метров.

Еще дальше, по направлению к центру массива, в составе габбрового тела появляются чередующиеся между собой трахитоидные титан-авгитовые оливиновые и безоливиновые габбро. Они образуют согласный с внутренней структурой массива слой мощностью около 500 м, падающий под углами 30—50° к его центру. Оливиновые габбро в составе этого слоя слагают полосы шириной в десятки метров и протяженностью до 1 км. Они наблюдаются главным образом в нижней части слоя и совершенно отсутствуют в его верхах. Для трахитоидных габбро характерны повышенные концентрации ильменита и титаномагнетита, в связи с чем их иногда именуют рудными трахитоидными габбро. В них встречаются линзы косвита и сливных титаномагнетитовых руд.

Самая северная и, таким образом, самая верхняя часть габбрового тела сложена так называемыми нормальными титан-авгитовыми трахитоидными габбро и кое-где диоритами. Породы эти лишены оливина и повышенных концентраций ильменита и титаномагнетита. Они заметно отличаются от нижележащих габбро, в особенности от массивных и полосчатых габбро, своим значительно более лейкократовым обликом. Им свойствен и наименее основной по сравнению с прочими породами габбрового тела состав. Ширина полосы этих пород достигает 1,7 км.

Безрудные трахитоидные габбро и диориты Большекультайгинского массива рвутся антипертитовыми щелочными сиенитами и нордмаркитами. Ксенолиты сильно измененных и ороговикованных габбро нередко наблюдаются в этих породах. Сиениты по периферии тела представлены пироксеновыми порфиридными разностями. В центральной части штока эти породы сменяются кварцевыми сиенитами и нордмаркитами, среди которых наблюдаются обособления граносиенитов и гранитов.

На Бол. Куль-Тайге имеются многочисленные мощные дайки антипертитовых кварцевых сиенитов и гранитов. Они рвут габбро и приурочены к трещинам северо-западного простирания. Протяженность даек достигает 1 км и более. Есть здесь также дайки диабазов, диабазовых порфиритов, долеритов, габбро-порфиритов, спессартитов.

Здесь известны нефелиновые сиениты (миаскиты). Они вскрыты в южной приконтактной части массива в виде полосы мощностью 100—200 м, имеющей северо-восточное простирание и северо-западное падение под углами 50—60°. Миаскиты залегают частью среди габбро массива, частью за его пределами во вмещающих известняках и кварцитах. Недалеко от

места их проявления С. С. Ильенко [1964] описывает тело полосчатых нефелиновых сиенитов. Эти породы состоят из полос лейкократового и меланократового состава. Лейкократовые полосы близки по набору минералов к уртитам, меланократовые — к мельтейгитам.

Массив горы Мал. Куль-Тайга имеет округлые очертания и размеры 3×4 км. Форма его не установлена. Согласно описаниям Г. С. Федосеева [1961] и Г. В. Полякова [1971], массив сложен нордмаркитами, кварцевыми сиенит-порфирами, кварцевыми сиенитодиоритами, двуполевошпатовыми сиенитами и рвущими их дайками габбро-диабазов, микродиабазов, аплитовидных граносиенитов и альбититов. Нордмаркиты наиболее распространены и слагают всю западную половину массива. В восточном направлении они сменяются кварцевыми сиенит-порфирами, с которыми у них наблюдаются взаимопереходы, кварцевыми сиенитодиоритами и двуполевошпатовыми сиенитами. Последние занимают восточную часть массива. По заключению Г. С. Федосеева [1961], кварцевые сиенитодиориты и двуполевошпатовые сиениты являются метасоматическими образованиями, возникшими за счет преобразования ранее существовавших на их месте габбровых пород, которые Г. С. Федосеев рассматривает в качестве первой фазы внедрения интрузии. Реликты таких габбро местами встречаются среди сиенитов.

Остальные массивы патынского комплекса (Тронтагский, массив горы Купчи) изучены несравненно хуже, чем описанные выше интрузивы. Тронтагский массив, расположенный в самой западной части Мрасского поднятия, сложен, по данным В. Н. Соломатина, приблизительно на 60% оливиновыми и безоливиновыми пироксеновыми и амфибол-пироксеновыми габбро, переходящими в восточной части в авгит-амфиболовые и амфибол-авгитовые габбродиориты и диориты. Габбро рвущаясь довольно крупным телом щелочных сиенитов и сиенит-порфиров. В массиве имеются дайки кварцевых сиенитов, граносиенитов, одинитов и спессартитов. Площадь Тронтагского интрузива равна 30 кв. км.

Массив горы Купчи, по описаниям С. С. Ильенка [1964], состоит из титан-авгитовых габбро, обогащенных участками титаномагнетитом. Габбро рвущаясь амфибол-биотитовыми сиенитами, переходящими в граносиениты и граниты.

К патынскому комплексу относят часто также Шортайгинский интрузив. Этот интрузив находится уже за пределами Мрасского поднятия в прилегающей к нему юго-западной части Батеневского поднятия [Геря В. И., 1970; Поляков Г. В., 1971; и др.]. Он имеет небольшие размеры — $3 \times 1,5$ км. Сложен массив габбро, более поздними амфибол-пироксеновыми сиенитами, нордмаркитами и еще более поздними мелкозернистыми субщелочными гранитами. Имеются дайки граносиенитового и гранитового состава.

Немного о составе пород патынского комплекса. Поскольку эти породы описаны в литературе очень хорошо [Ильенко С. С., 1964; Богатиков О. А., 1966; Андреева Е. Д., 1968; Орлов Д. М., 1975; и др.], то мы ограничимся лишь общими замечаниями по поводу их состава.

Наиболее примечательная черта габбро патынского комплекса — частое присутствие в них титан-авгита, керсутита, биотита, титаномагнетита, ильменита. Содержание двух последних минералов достигает местами промышленных концентраций. Характерным минералом большей части габбро является также оливин.

Пертит-антипертитовые щелочные сиениты относятся к тому же типу пород, что и щелочные сиениты раннепалеозойской батолитовой формации и раннепалеозойского сиенит-габбрового комплекса центральной части Мартайги. Они имеют крупно- и среднезернистую структуру и в типичном выражении состоят из неправильных неровно очерченных зерен грубополосчатого антипертитового и пертитового калинатрового полевого шпата, пироксена, оцелоченной роговой обманки, биотита, часто кварца,

рудного, сфена, циркона, ортита и других аксессуаров. Содержание темноцветных минералов варьирует от долей до 10—15%, кварца — от долей до 5—7%, редко — более. В щелочных сиенитах из зон контактов с габбро появляется в виде самостоятельных идиоморфных кристаллов плагиоклаз (альбит-андезин), количество которого может достигать нескольких десятков процентов. Здесь же наблюдается увеличение содержания в сиенитах темноцветных минералов.

Из темноцветных минералов в щелочных сиенитах чаще всего встречаются пироксен и роговая обманка. В узасских сиенитах пироксен отмечен, например, в 50—80% шлифов (в 28 из 42), роговая обманка — в 41—72% (в 24 из 42), биотит — в 19—49% (в 14 из 42). Наиболее распространены здесь пироксеновые сиениты (25—56%, 17 случаев из 42). Кварц в узасских щелочных сиенитах обнаруживается в 23—54% шлифов (в 16 из 42). С оптическими свойствами и составом темноцветных минералов сиенитов можно познакомиться в работах С. С. Ильенка [1964], О. А. Богатикова [1966], В. Н. Довгала [1968].

Нефелиновые породы на Патыне представлены нефелин-содалитовыми сиенитами, мелилит-нефелиновыми породами, мельтейгитами, якупирангитами, на Бол. Куль-Тайге — полосчатыми нефелиновыми сиенитами и миаскитами [Ильенок С. С., 1963, 1964]. Нефелин-содалитовые сиениты состоят из нефелина (25%), содалита (8%), ортоклаза, альбита, эгирин-авгита, биотита; мелилит-нефелиновые породы — из мелилита, нефелина, граната, сфена, ильменита, апатита и др. Мельтейгиты сложены титан-авгитом, плагиоклазом, нефелином (8%), апатитом, гранатом, магнетитом, якупирангиты — титан-авгитом, нефелином (2%), андезином. В состав полосчатых нефелиновых сиенитов Бол. Куль-Тайги входят микроклин-пертит, альбит, нефелин (23%), эгирин-авгит, диопсид, баркевикит, биотит и др., в состав миаскитов — микроклин-пертит, нефелин (23%), альбит, биотит, щелочной амфибол.

Породы гранитового состава в патынском комплексе представлены субщелочными и щелочными разновидностями. Количество кварца в них достигает 35—45%. В качестве темноцветных минералов они содержат биотит, роговую обманку, эгирин, местами арфведсонит. Дают переходы к граносиенитам, а через них — к сиенитам. Нередко имеют гранофировую структуру.

О химическом составе пород патынского комплекса можно судить по табл. 22, из которой видно, что габбро комплекса относятся в целом к классу меланократовых низкощелочных высоконатровых образований. По отдельным массивам картина выглядит следующим образом: патынские габбро являются неопределенными по меланократовости низкощелочными натровыми; габбро Узасского массива — неопределенными по меланократовости, неясными по уровню щелочности, высоконатровыми; габбро Бол. Куль-Тайги — меланократовыми низкощелочными натровыми породами. По содержанию титана габбро патынского комплекса как в целом, так и по отдельным массивам предпочтительного отношения к высоко- или низкотитанистым типам не обнаруживают.

Щелочные сиениты патынского комплекса близки среднему составу щелочного сиенита по Дэли. Они (все вместе) относятся к классу меланократовых умереннощелочных умереннонатровых пород. Узасские сиениты являются мезократовыми умереннощелочными натровыми, большекультайгинские — меланократовыми умереннощелочными умереннонатровыми.

Химические анализы гранитов Узасского массива и массива горы Бол. Куль-Тайга близки среднему составу щелочного гранита по Дэли. Граниты Патынского и Малокультайгинского интрузивов занимают промежуточное положение между щелочноземельными и щелочными гранитами по Дэли. Граниты всего комплекса в целом должны быть отнесены к мезократовому умереннощелочному умереннонатровому классу.

Химический состав пород Патынского комплекса

Оксиды, характерис- тики	Патынский массив						Узасский						Гора Вол. Куль-Тайга			
	1 (n=36)		2 (n=1)		3 (n=1)		4 (n=11)		5 (n=6)		6 (n=4)		7 (n=12)		8 (n=7)	
	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S
SiO ₂	46,02	3,72	65,35	72,00	47,72	3,09	62,70	1,52	70,83	47,40	2,55	63,51	4,41			
TiO ₂	1,91	1,31	0,18	0,17	1,51	1,30	0,51	0,24	0,26	0,52	0,36	0,24	0,30			
Al ₂ O ₃	16,11	4,67	19,62	11,66	17,17	3,83	17,96	1,27	14,90	15,72	4,28	15,97	1,04			
Fe ₂ O ₃	5,26	3,27	0,01	0,65	3,70	2,93	2,88	2,19	1,79	2,80	1,98	2,95	0,91			
FeO	5,97	2,65	1,53	1,12	6,11	2,04	2,75	0,79	0,85	7,89	1,90	3,56	1,07			
ΣFeO	10,70	4,72	1,53	1,70	9,44	4,14	5,34	2,23	2,46	10,42	3,11	6,22	1,03			
MnO	0,15	0,04	0,01	0,07	0,37	0,59	0,10	0,04	0,05	0,22	0,09	0,20	0,09			
MgO	7,13	3,06	0,29	0,02	6,20	1,65	0,20	0,24	0,53	7,72	2,13	0,71	0,23			
CaO	15,00	3,38	2,22	7,53	14,12	2,75	2,08	0,48	0,91	15,58	2,97	1,92	0,58			
Na ₂ O	1,79	0,80	7,15	4,78	2,51	0,72	7,14	0,70	5,48	1,63	0,82	5,95	1,25			
K ₂ O	0,37	0,48	3,50	1,39	0,50	0,53	3,56	1,76	4,32	0,50	0,64	4,87	0,85			
P ₂ O ₅	0,28	0,66	0,13	0,61	0,09	0,05	0,13	0,07	0,08	0,03	0,03	0,12	0,14			
a	4,6	2,28	20,8	11,9	6,4	2,17	20,7	1,61	17,7	4,3	2,33	19,7	2,01			
c	8,8	3,09	2,7	1,5	8,6	2,43	1,4	1,04	0,8	8,4	3,06	0,6	0,64			
b	32,0	9,66	2,0	8,9	28,8	6,94	6,9	2,83	3,5	33,2	7,97	8,7	1,04			
b'	32,0	9,66	2,0	8,9	28,8	6,94	6,5	2,65	3,5	33,2	7,97	8,7	1,04			
f'	33	10,75	73	18	32	7,36	75	8,10	67	31	6,77	68	7,04			
m'	38	12,60	25	—	38	10,87	4	3,95	25	39	5,07	14	4,58			
n	89	10,94	76	84	90	7,57	76	11,81	66	83	12,44	64	7,48			
Q	-8,6	5,25	+4,5	+30,3	-8,7	3,24	-0,7	4,40	+19,8	-8,9	4,84	-1,7	5,49			
d	0,21	0,07	0,79	0,80	0,27	0,07	0,87	0,09	0,92	0,21	0,11	0,94	0,06			
α	66,0	9,75	11,5	10,9	57,8	7,99	6,4	4,32	4,2	67,0	13,32	2,9	3,30			
F	46,5	13,79	74,6	97,6	45,1	9,97	94,8	4,93	72,4	42,9	7,60	82,8	6,41			

Оксиды, ха- рактеристики	Гора Бол. Куль-Тайга			Гора Мал. Куль-Тайга			Средние по всем массивам													
	10 (n=2)		S	11 (n=5)		S	12 (n=5)		S	13 (n=5)		S	14 (n=5,9)		S	15 (n=19)		S	16 (n=9)	
	\bar{X}	S		\bar{X}	S		\bar{X}	S		\bar{X}	S		\bar{X}	S		\bar{X}	S		\bar{X}	S
SiO ₂	55,22	3,92	68,92	1,66	64,95	2,29	70,91	2,67	46,62	3,44	63,98	1,85	70,58	2,16						
TiO ₂	0,09	0,10	0,39	0,42	0,55	0,11	0,34	0,14	1,55	1,28	0,41	0,33	0,32	0,13						
Al ₂ O ₃	24,46	0,73	15,11	1,74	15,94	0,43	14,20	0,82	16,23	4,41	16,68	1,75	14,20	4,23						
F ₂ O ₃	1,81	0,70	1,37	0,90	1,49	1,44	1,12	0,79	4,47	3,12	2,35	1,62	1,20	0,76						
FeO	5,37	3,84	4,82	1,30	3,67	0,45	2,62	0,60	6,39	2,50	3,04	1,09	2,08	0,97						
ΣFeO	7,00	4,27	3,05	1,97	5,01	0,74	3,64	1,26	10,41	4,30	5,15	2,01	3,16	1,13						
MnO	0,18	0,12	0,17	0,01	0,09	0,03	0,07	0,04	0,21	0,26	0,12	0,08	0,09	0,05						
MgO	0,78	0,66	0,28	0,39	1,81	0,98	0,43	0,47	7,08	2,68	0,58	0,40	0,36	0,37						
CaO	3,58	2,29	4,11	1,12	2,94	1,98	1,16	0,53	14,95	3,18	2,05	0,68	1,83	2,17						
N ₂ O	7,59	2,58	4,73	0,92	4,35	0,57	4,38	0,67	1,88	0,84	6,07	1,34	4,62	0,61						
K ₂ O	3,91	0,32	6,04	1,62	4,11	0,40	4,70	0,41	0,42	0,52	4,60	1,58	4,59	1,44						
P ₂ O ₅	0,04	0,04	0,04	0,08	0,11	0,09	0,07	0,03	0,20	0,52	0,12	0,09	0,12	0,18						
a	22,8	5,65	18,7	1,54	15,2	1,33	15,9	1,89	4,9	2,35	19,6	1,92	16,3	2,48						
c	3,3	2,74	0,5	1,37	2,5	1,33	1,0	0,64	8,7	2,93	1,0	1,06	0,9	0,54						
b	9,3	5,69	4,2	2,09	9,4	2,40	5,1	1,36	31,6	8,88	7,3	2,46	5,2	1,83						
b'	9,6	5,69	4,2	2,10	8,7	2,75	4,5	1,18	31,6	8,88	7,1	2,44	4,8	1,80						
f'	71	7,29	71	18,98	53	12,91	68	16,19	32	9,43	66	13,92	63	20,77						
m'	42	6,42	41	22	6,96	30	9,46	14	17,22	38	11,01	14	14	13,78						
n	74	4,80	54	11,24	62	3,33	58	3,06	88	10,86	66	12,48	61	9,66						
Q	-20,4	3,36	+15,3	5,86	+12,7	4,71	+23,5	7,33	-8,7	4,79	+3,3	6,48	+22,0	7,06						
d	0,78	0,19	0,95	0,11	0,73	0,09	0,86	0,08	0,22	0,03	0,90	0,09	0,88	0,07						
α	13,5	11,51	2,7	4,6	6,92	7,40	6,0	3,97	64,7	10,64	4,9	4,92	5,6	3,73						
F	86,2	6,42	86,3	70,4	62,7	12,94	83,0	7,33	45,5	12,04	82,9	11,04	84,2	16,26						

Примечание. 1 — габбро; 2 — щелочной сиенит; 3 — гранит; 4 — габбро; 5 — щелочные сиениты; 6 — гранит; 7 — габбро; 8 — щелочные нефелиновые сиениты; 9 — граниты и граносиениты; 10 — граниты и граносиениты; 11 — щелочные сиениты; 12 — сиенитодориты и двуполощатовые сиениты; 13 — граниты; 14 — габбро; 15 — щелочные сиениты; 16 — граниты.
 Источники данных: С. С. Ильенко [1964], О. А. Богатиков [1966], В. И. Довгаль [1968], Г. В. Поляков [1971], Д. М. Орлов [1975], В. Л. Хомичев [1975], В. И. Геря, А. Е. Фельдшер.

**РАННЕПАЛЕОЗОЙСКАЯ ФОРМАЦИЯ
ГРАНИТОИДНЫХ БАТОЛИТОВ ЗАПАДНОГО СКЛОНА
КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ**

Для раннепалеозойских габбровых и гранитоидных ассоциаций западного склона Кузнецкого Алатау породы повышенной щелочности не характерны. Тем не менее в небольшом количестве они все же встречаются здесь. У О. И. Никонова, например, имеются указания на присутствие сиенитов в габбровых массивах (Почитанском, Алчедатском) северной части Пезасского горста. Сведения по этим массивам у нас, однако, отсутствуют. Есть ощелоченные породы и в раннепалеозойской формации гранитоидных батолитов. На этих породах мы в дальнейшем и остановимся.

Раннепалеозойские гранитоидные батолиты западного склона Кузнецкого Алатау принадлежат, как о том уже неоднократно говорилось ранее, к диорит-гранодиоритовому типу плутонов и отличаются от раннепалеозойских гранитоидов востока Кузнецкого Алатау своей более низкой щелочностью. Последнюю особенность состава гранитоидных батолитов западного склона хорошо иллюстрирует собой табл. 23, где приведены средние химические составы пород первой (гранитоиды повышенной основности) и второй (лейкократовые граниты) фаз батолитов. Сопоставление данных этой таблицы с содержаниями окислов и величинами петрохимических параметров в раннепалеозойских гранитоидах востока Кузнецкого Алатау (см. табл. 12) показывает, что гранитоиды первой, и второй фаз западного склона Кузнецкого Алатау по всем показателям щелочности (содержания Na_2O , K_2O , величины a и d) уступают соответствующим гранитоидам восточного склона и вместе с тем оказываются богаче их железом, магнием и кальцием (различия устанавливаются по t -критерию). Если средний химический состав гранитоидов первой фазы улень-туимского комплекса отвечает кварцевому сиениту — граносиениту, то средний химический состав гранитоидов первой фазы на западном склоне Кузнецкого Алатау близок гранодиориту. Правда, по принятой классификации гранитоиды первой фазы раннепалеозойских батолитов западного склона

Т а б л и ц а 23

**Средние химические составы пород раннепалеозойской формации
гранитоидных батолитов западного склона Кузнецкого Алатау**

Окислы	1($n=137$)		2($n=45$)		Характеристики	1($n=137$)		2($n=45$)	
	\bar{x}	s	\bar{x}	s		\bar{x}	s	\bar{x}	s
SiO_2	64,97	3,40	72,16	2,13	a	13,1	1,75	12,5	1,94
TiO_2	0,55	0,23	0,26	0,15	c	4,1	1,17	2,3	1,23
Al_2O_3	16,74	1,14	14,87	1,21	b	9,7	4,75	6,0	2,21
Fe_2O_3	1,88	0,97	1,08	0,89	b'	8,3	3,28	3,9	1,69
FeO	3,13	1,20	1,98	0,85	f'	52	10,09	47	12,39
ΣFeO	4,82	1,41	2,95	1,14	m'	33	10,04	18	12,16
MnO	0,09	0,05	0,08	0,05	n	73	6,93	69	11,18
MgO	1,84	0,96	0,66	0,47	Q	+16,8	7,21	+31,0	4,20
CaO	3,88	1,24	2,01	1,01	d	0,6	0,09	0,66	0,13
Na_2O	4,36	0,65	4,05	0,73	α	24,8	7,52	15,7	8,77
K_2O	2,49	0,75	2,80	1,20	F	61,3	1,21	73,8	13,66
P_2O_5	0,08	0,13	0,05	0,10					

П р и м е ч а н и е. 1 — гранитоиды первой фазы; 2 — лейкократовые граниты второй фазы. Источники анализов: Д. В. Никитин [1940], Л. В. Алабин [1971], Ю. А. Кузнецов и др. [Раннепалеозойская..., 1971], В. Н. Довгаль и др. [1978], С. С. Долгушин, А. Н. Криворотенко, Б. Ф. Нифантов, П. Е. Танский, А. Б. Шепель и др.

попадают в тот же класс умереннощелочных пород, что и гранитоиды первой фазы улень-туимского комплекса. Гранитоиды второй фазы батолитов западного склона, по той же классификации, оказываются неопределенными по щелочности (в улень-туимском комплексе они умереннощелочные).

Более низкий щелочной фон раннепалеозойских гранитоидных батолитов западного склона Кузнецкого Алатау, надо полагать, и является причиной весьма ограниченного распространения в этих батолитах ощелоченных пород. Правда, такие породы устанавливаются в целом ряде плутонов — в Кожуховском, Ольгинско-Ампалыкском, Ортонском, вероятно, в Тельбесском и, возможно, в других. В Кожуховском плутоне они описываются как сиенитодиориты, сиениты, граносиениты [Ананьев А. Р., 1950; Васильев Б. Д., 1966], в Ольгинско-Ампалыкском — как диоритосиениты, щелочноземельные и щелочные сиениты, граносиениты [Корель В. Г., Кузнецова В. Н., 1961], в Верхнекондомском — как сиениты [Нифантов Б. Ф., 1965, 1966] и т. д. Однако роль этих пород в составе перечисленных плутонов незначительна и не может идти ни в какое сравнение с ролью ощелоченных пород в гранитоидных батолитах восточного склона Кузнецкого Алатау. В дальнейшем мы познакомимся с ощелоченными породами в раннепалеозойских гранитоидных плутонах запада Кузнецкого Алатау на примерах Кожуховского, Ольгинского-Ампалыкского, Верхнекондомского и Тельбесского батолитов. В таком сочетании эти породы уже описывались нами в специальной публикации [Довгаль В. Н. и др., 1978].

Кожуховский массив занимает площадь около 260 кв. км, будучи вытянутым почти в меридиональном направлении на расстояние около 60 км. Сложен массив диоритами, кварцевыми диоритами, тоналитами, гранодиоритами, гранитами, плагиогранитами [Ананьев А. Р., 1950; Раннепалеозойская..., 1971]. Сиенитоидные породы (кварцевые сиенитодиориты и двуполевошпатовые сиениты) появляются в его северной части, протягиваясь в виде полосы северо-восточного простирания вдоль длинной оси массива. Ширина полосы 0,2—2,0 км, длина — более 5 км (рис. 24). Сиенитодиориты и сиениты занимают главным образом водораздел рек Кия и Кожух, выходя к обоим этим рекам и образуя вдоль них ряд прекрасных береговых обнажений. Они, в частности, слагают крупный утес Красный Камень, в связи с чем все сиенитоиды северной части Кожуховского массива в местном геологическом лексиконе часто именуют «сиенитами Красного Камня».

Кожуховский массив в своей северной части залегает среди осадочных и вулканических образований кембрия. Помимо сиенитодиоритов и сиенитов здесь в его составе принимают участие породы ряда кварцевый диорит — гранодиорит — гранит и развитые в западной половине массива плагиограниты и тоналиты. Плагиограниты и тоналиты некоторые геологи считают образованиями более древними, чем остальные породы Кожуховского плутона [Никонов О. И. и др., 1972]. В контурах массива встречаются останцы измененных предгранитных габбро и габбродиоритов. В экзоконтактах в большом количестве отмечаются дайки гранитоидов.

Из перечисленных пород в северной части Кожуховского массива более всего распространены породы ряда кварцевый диорит — гранодиорит — гранит. В их состав входят кварц (7—32%), плагиоклаз (45—70%), калинатровый полевой шпат (3—23%), биотит и роговая обманка (3—22%), акцессории. Чаще всего встречаются породы с содержанием кварца 11—18%, плагиоклаза 55—70%, калинатрового полевого шпата — 10—20%, темноцветных минералов — 5—10%.

Плагиоклаз в описываемых породах варьирует по основности от альбита до андезина № 40. Наиболее частый диапазон колебания его состава № 10—30. Плагиоклаз, как правило, зонарен. Калинатровый полевой шпат представлен довольно грубым пертитом. Зерна этого минерала

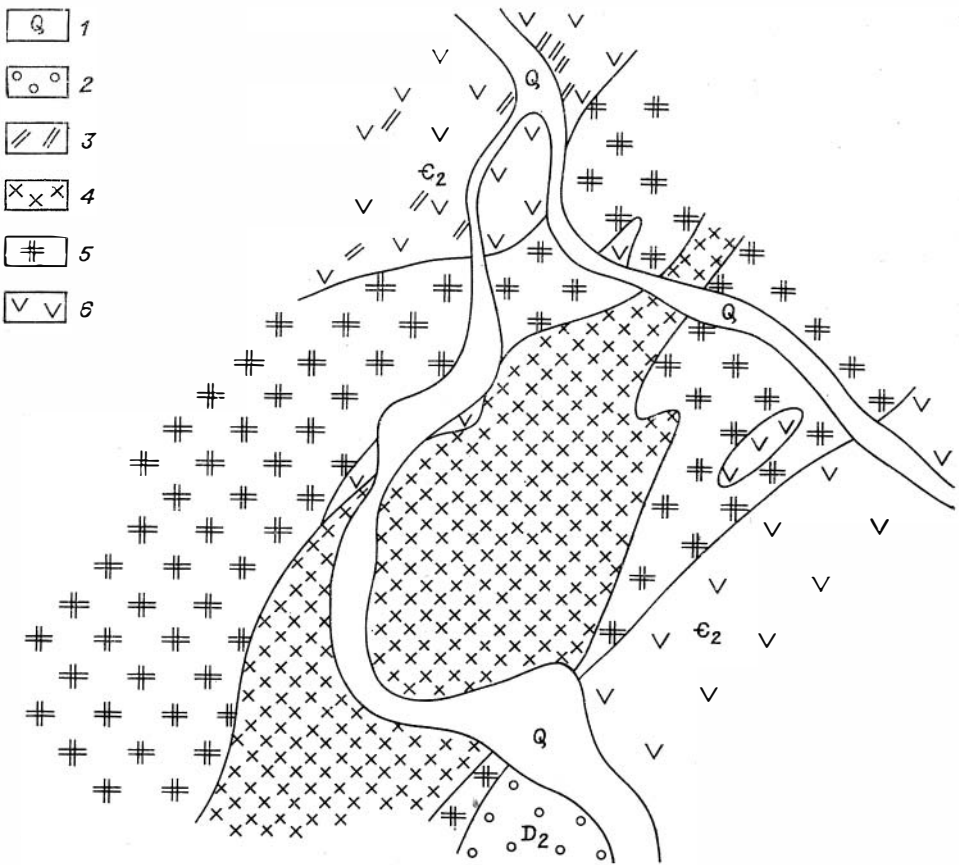


Рис. 24. Схема геологического строения северной части Кожуховского массива [Довгаль В. Н., Широких В. А., 1978].

1 — четвертичные отложения; 2 — красноцветные отложения среднего девона; 3 — дайки гранитов во вмещающих породах; 4 — кварцевые сиенитодиориты и двуполовошпатовые сиениты; 5 — диориты, кварцевые диориты, тоналиты, гранодиориты, граниты, плагиограниты; 6 — вулканы базальтового и андезитового состава среднего кембрия.

резко ксеноморфны по отношению к плагиоклазу. Роговая обманка окрашена в зеленый цвет. Имеет $\angle cNg = 15-18^\circ$; $-2V = 69-73^\circ$; $Np = 1,657$; $Ng = 1,682$.

В центральной части массива породы ряда кварцевый диорит — гранодиорит — гранит постепенно, обычно в интервале, измеряемом несколькими десятками метров, переходят в кварцевые сиенитодиориты и двуполовошпатовые сиениты. Сиенитодиориты и двуполовошпатовые сиениты в образце имеют бурю окраску. Сложены они кварцем, плагиоклазом, каликатровым полевым шпатом, роговой обманкой, биотитом, сфеном, апатитом. Величины содержаний этих минералов показаны на рис. 25.

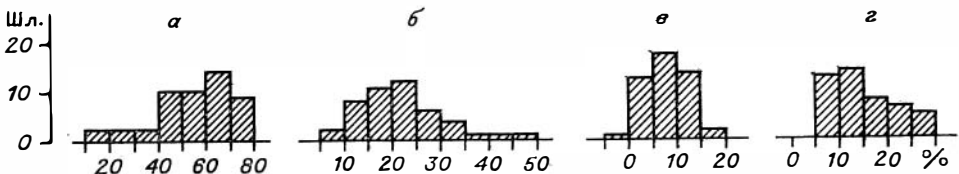


Рис. 25. Гистограмма содержаний породообразующих минералов в двуполовошпатовых сиенитах и сиенитодиоритах северной части Кожуховского массива.

а — плагиоклаз; б — каликатровый полевой шпат; в — кварц; г — темные минералы.

Частота встречаемости роговой обманки и биотита одинакова. Первый из этих минералов отмечен в 43—76% шлифов (в 23 из 38), второй — в 35—69% (в 20 из 38). Биотит и роговая обманка обычно присутствуют порознь. Породы, в которых имеются оба этих минерала, составляют всего 2—21% (5 из 38).

Плагиоклаз в сиенитодиоритах и сиенитах меняет свой состав от альбита до андезина № 30—35. Чаще всего встречается плагиоклаз № 8—24. Калинастровый полевой шпат представлен тонкополосчатым пертитом. Роговая обманка относится к той же обыкновенной зеленой разновидности, что и в гранитоидах ($\angle cNg = 16-17^\circ$; $-2V = 66-73^\circ$; $Np = 1,657$; $Ng = 1,682$).

Таким образом, кварцевые сиенитодиориты и сиениты отличаются от ранее описанных гранитоидов Кожуховского плутона несколько меньшей основностью плагиоклаза, немного более высоким содержанием калинастрового полевого шпата и менее высоким содержанием кварца. Из других отличий заслуживает внимания почти полное отсутствие зонарности в кристаллах плагиоклаза. Плагиоклаз здесь слегка серицитизирован и замутнен пылевидными включениями пелита и, по-видимому, окислов железа, с чем, вероятно, и связана бурая окраска пород. Калинастровый полевой шпат в сиенитодиоритах и сиенитах заметно богаче калиевым компонентом, чем в гранитоидах. Он более ксеноморфен по отношению к кристаллам плагиоклаза, чем в гранитоидах, часто развивается в плагиоклазе по мелким зонкам дробления, разъедает и корродирует его. Создается впечатление, что калинастровый полевой шпат в сиенитодиоритах и сиенитах в значительной степени поздне- или послемагматический минерал, а если это так, то тогда вообще своим появлением сиенитодиориты и сиениты обязаны поздне- или послемагматическим процессам. Результатом интенсивности таких процессов, по-видимому, является утеря плагиоклазом сиенитодиоритов и сиенитов зонарности, наличие в этом минерале большого количества пылевидных включений. Обращает также на себя внимание, что роговая обманка сиенитодиоритов и сиенитов не отличается по оптическим свойствам от роговой обманки гранитоидов. Возможно, она является унаследованной от них.

В связи с вероятной поздне-послемагматической природой сиенитодиоритов и сиенитов необходимо отметить, что в этих породах встречаются явно послемагматические жилки, сложенные в основном калинастровым полевым шпатом. В одном случае (правый борт долины р. Кия) приходилось наблюдать, как такие жилки секут не только сиенитодиориты и сиениты, но и рвущие эти породы дайки диабазов второго этапа.

Ольгинско-Ампалыкский массив расположен в 35—40 км западнее Кожуховского. Нам он известен лишь по самой северной части. Массив имеет площадь около 135 кв. км и, подобно Кожуховскому, вытянут почти в меридиональном направлении. Он достигает в длину 36 км. На западе массив на всем своем протяжении контактирует с верхнепротерозойскими карбонатными породами, на востоке — рвет осадочно-вулканогенные отложения среднего, местами позднего кембрия и ордовика. Сложен Ольгинско-Ампалыкский массив диоритами, кварцевыми диоритами, тоналитами, гранодиоритами, гранитами, кварцевыми и бескварцевыми монцонитами, сиенитодиоритами, сиенитами, гранодиоритами и некоторыми другими породами. В пределах массива, преимущественно в его эндоконтактной зоне, часто встречаются останцы измененных предгранитных габбро, диоритизированных порфиритов и роговиков.

По данным В. Г. Кореля и В. Н. Кузнецовой [1961], А. Н. Дистановой [Раннепалеозойская..., 1971], Г. Ф. Горелова, диориты, кварцевые диориты, тоналиты, гранодиориты имеют здесь тот же состав, что и в Кожуховском массиве и в других раннепалеозойских гранитоидных батолитах западного склона Кузнецкого Алатау. Такими же особенностями состава обладает и большая часть гранитов. Монцониты, по описаниям

Г. Ф. Горелова, состоят из плагиоклаза, калинатрового полевого шпата (12—40%), авгита (14—18%), обыкновенной роговой обманки (до 12%), местами кварца. Что же касается сиенитодиоритов, то они, судя по тому, что нам приходилось наблюдать в северной части массива и что пишут об этих породах в литературе, близки по своему составу сиенитодиоритам и двуполевошпатовым сиенитам Кожуховского массива. Сложены эти породы плагиоклазом (от альбита до андезина), калинатровым полевым шпатом (до 20—30% и более), роговой обманкой, авгитом, кварцем (от нескольких до 10—15%), аксессуориями. Породы имеют гипидиоморфно-зернистую структуру при резко выраженном ксеноморфизме полевого шпата по отношению к плагиоклазу.

При заметном увеличении количества кварца сиенитодиориты и двуполевошпатовые сиениты переходят в граносиениты, а при увеличении количества калинатрового полевого шпата — в щелочные сиениты, которые иногда встречаются в Ольгинско-Ампалькском массиве. Сложены щелочные сиениты микроклином и пертитовым калинатровым полевым шпатом в крупных неровно очерченных кристаллах, редкими зернами роговой обманки, авгита, иногда кислого плагиоклаза и кварца. Появление щелочных сиенитов, по-видимому, во всех случаях связано с послемагматическим щелочным метасоматозом, признаки которого довольно часто фиксируются в массиве. Послемагматическая природа щелочных сиенитов доказывается их более поздним появлением по отношению к прочим породам массива (исключая граниты, взаимоотношения с которыми не ясны) и наличием явных признаков замещения сиенитами пород иного состава. Своеобразной формой проявления щелочных сиенитов, по-видимому, можно считать и наблюдаемые в массиве жилки щелочного полевого шпата, аналогичные жилкам полевого шпата Кожуховского массива.

В Ольгинско-Ампалькском массиве есть дайки щелочных гранитов. Судя по литературе, масштабы проявления в Ольгинско-Ампалькском массиве сиенитодиоритов и сиенитов большие, чем в Кожуховском, однако по сравнению с раннепалеозойскими гранитоидными батолитами восточного склона Кузнецкого Алатау они, конечно, незначительны. Появление ощелоченных пород в Ольгинско-Ампалькском массиве обычно связывают с присутствием в его контактах большого количества известняков и доломитов. Повышению щелочности также, видимо, способствовала приуроченность массива к краевой части Пезасского горста.

Верхнекондомский массив занимает площадь около 150 кв. км. Детально изучался Б. Ф. Нифантовым [1965, 1966] и другими геологами. Располагается массив в западной части Мрасского внутригеосинклинального поднятия в зоне сочленения его с Лебедским, по В. И. Фоминскому, внутригеосинклинальным прогибом. На западе массив контактирует с карбонатными породами раннего кембрия, на востоке и юге — главным образом с вулканитами и граувакками кембрия. На севере он перекрывается красноцветными отложениями живета. Массив очень плохо обнажен — только по большим речкам — поэтому составить геологическую карту массива трудно. В дальнейшем мы будем довольствоваться приближенной схемой его геологического строения (рис. 26).

Подобно ранее описанным плутонам, Верхнекондомский массив сложен главным образом породами ряда кварцевый диорит — гранодиорит — гранит (кварцевые диориты, трондьемиты, гранодиориты, граниты), которые занимают более 90% его площади. Для этих пород характерен диапазон колебаний содержания кварца от 1 до 30%, плагиоклаза — от 40 до 80%, калинатрового полевого шпата — от 0 до 20%, темноцветных минералов от 1 до 20%. Наиболее распространены породы с содержанием кварца 15—25%, плагиоклаза — 50—70%, калинатрового полевого шпата — 5—20%, темноцветных минералов — 5—18%.

Основность плагиоклаза в гранитоидах Верхнекондомского массива варьирует от № 8—12 до № 45—50. Имеется четко выраженный макси-

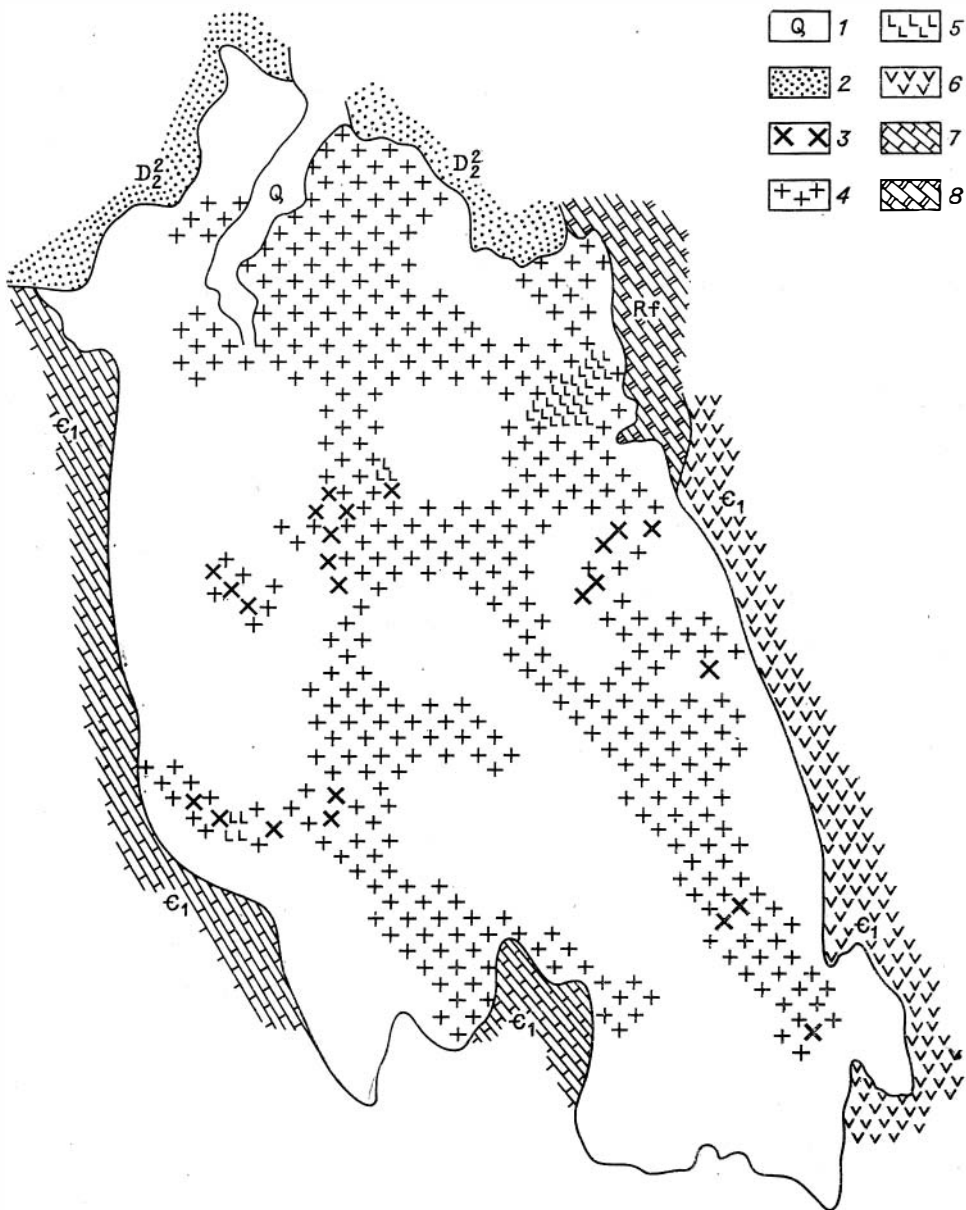


Рис. 26. Схема геологического строения Верхнекондомского массива [Довгаль В. Н., Широких В. А., 1978].

1 — четвертичные отложения; 2 — песчаники, алевролиты, конгломераты среднего девона; 3 — кварцевые сиенитодиориты и сиениты; 4 — породы ряда кварцевый диорит — гранодиорит — гранит; 5 — роговообманковые габбро, габбродиориты, горнблендиты; 6 — существенно вулканические породы раннего кембрия; 7 — существенно карбонатные породы раннего кембрия; 8 — осадочные и вулканические породы рифея.

мум в области № 18—30. Калинатовый полевой шпат представлен пертитом, темноцветные минералы — роговой обманкой и биотитом. Роговая обманка имеет буровато-зеленую окраску. Угол $cNg = 15-20^\circ$; $-2V = 68-72^\circ$; $Np = 1,641-1,650$. Породам свойственна гипидиоморфнозернистая структура. Резко выражен ксеноморфизм калинатового полевого шпата по отношению к плагиоклазу.

Среди гранитоидов массива, преимущественно в его эндоконтактовых частях, встречаются ксенолиты и мелкие останцы предгранитных рогово-

обманковых габбро, габбродиоритов и диоритов. Они сложены плагиоклазом № 30—55, бурой роговой обманкой ($\angle cNg = 18-20^\circ$; $-2V = 60-63^\circ$; $Np = 1,658-1,669$), рудным минералом, аксессуариями. Местами эти породы сменяются горнблендитами. Под воздействием гранитоидов габбро, габбродиориты и диориты приобретают более кислый состав, гранитизируются.

В центральной и южной частях Верхнекондомского массива присутствуют сиенитоидные породы. Они представлены такого же типа, как в Кожуховском и Ольгинско-Ампалыкском плутонах, кварцевыми сиенитоидоритами и двуполевошпатовыми сиенитами, кое-где сменяемыми породами, близкими грубопертитовым щелочным сиенитам. Сиенитоидориты и двуполевошпатовые сиениты в наибольших количествах встречены на водоразделе рек Таймет и Кондома вблизи их слияния, на левобережье р. Мал. Кондома, по кл. Акпанак и в некоторых других местах. Залегают они в виде небольших тел среди гранитоидов, будучи связанными с ними взаимопереходами.

В типичном выражении сиенитоидориты и двуполевошпатовые сиениты внешне хорошо отличаются от гранитоидов. Они обладают бурыми тонами окраски и в этом отношении напоминают собой сиенитоидориты и сиениты Кожуховского массива и аналогичные породы гранитоидных плутонов восточного склона Кузнецкого Алатау. Однако разности сиенитоидоритов и сиенитов, обедненные калишпатом и обогащенные кварцем, в образце от гранитоидов не отличимы. Чрезвычайно условна граница между теми и другими породами и при изучении их под микроскопом. Поэтому при дальнейшей характеристике сиенитоидоритов и сиенитов мы будем касаться лишь их типичных разностей.

Типичные разновидности сиенитоидоритов и двуполевошпатовых сиенитов сложены кварцем (1—13%), плагиоклазом (50—70%), калинатровым полевым шпатом (20—44%), роговой обманкой и биотитом (10—20%), аксессуариями. Наиболее распространены сиенитоидориты и сиениты с 5—10% кварца, с 50—60% плагиоклаза, с 20—25% калинатрового полевого шпата, с 10—16% темноцветных минералов.

Плагиоклаз в этих породах имеет состав № 6—32 (чаще всего № 12—26). В большинстве случаев зонарен. Калинатровый полевой шпат — пертит — в ксеноморфных зернах. Роговая обманка относится к той же буровато-зеленой разности, что и в гранитоидах ($\angle cNg = 15-20^\circ$; $-2V = 72^\circ$; $Np = 1,641-1,650$). Роговая обманка встречена в 80—100% шлифов (в 17 из 17), биотит — в 56—96% (в 14 из 17). Структура породы гипидиоморфнозернистая.

В Верхнекондомском массиве кое-где встречаются и более богатые калинатровым полевым шпатом сиенитоиды, близкие по составу к щелочным сиенитам. Сложены такие сиениты крупными неправильными кристаллами грубого пертита, между которыми заключены участки, по составу и структуре отвечающие ранее описанным породам массива. Содержание калинатрового полевого шпата в сиенитах достигает 70% и более. Имеются роговая обманка и биотит. Появление грубопертитовых сиенитов связано с послемагматическим метасоматозом. Зерна калинатрового полевого шпата в этих породах являются явно метасоматическими образованиями. Они развиваются за счет замещения других минералов породы. Образование грубопертитовых сиенитов происходило на заключительных стадиях формирования Верхнекондомского массива. По своему типу грубопертитовые сиениты аналогичны щелочным сиенитам Ольгинско-Ампалыкского плутона.

В Верхнекондомском массиве имеются дайки гранит-аплитов и кварцевых порфиров. Часты зоны альбитизации мощностью от долей до нескольких десятков сантиметров.

Возникновение ощелоченных пород в Верхнекондомском массиве связано, видимо, в основном с влиянием карбонатной среды. В контактах

с карбонатными породами гранитоиды увеличивают свою щелочность. Здесь местами появляются двуполевошпатовые кварцевые сиениты.

Леспромхозный сиенитовый интрузив подробно описан В. И. Сиянковым [1967, 1974], А. М. Дымкиным и В. Н. Шараповым [1963], В. И. Богнибовым [Раннепалеозойская..., 1971]. Он представляет собой трещинную интрузию размером $1,5 \times 0,1$ км, залегающую в 2 км юго-восточнее Тельбесского плутона среди осадочных и вулканических пород кембрия и ордовика. Рядом с интрузивом располагаются рвущие отложения раннего ордовика небольшие тела безоливиновых и оливиновых габбро и габброноритов. Леспромхозный интрузив окружен оторочкой магнезиальных скарнов мощностью 10—80 м.

Возраст и формационное положение Леспромхозного интрузива вызывают ряд разногласий. И. В. Дербиков [1964] склонен был рассматривать его как субвулканический эквивалент ранне-среднекембрийских кератофиров (ортофиров) тельбесской зоны, ставя, таким образом, этот интрузив в один ряд с сиенитовыми массивами шалымского комплекса Кондомской зоны. Г. Ф. Горелов [1973], хотя и не пишет о комагматичности сиенитов с ортофирами, считает интрузив доордовикским. А. М. Дымкин и В. Н. Шарапов [1963] объединяют леспромхозные сиениты в один комплекс с габбро и габброноритами и относят этот комплекс к среднему — верхнему девону. Таким же образом поступает в последнее время В. И. Сиянков [1974]. Однако в отличие от А. М. Дымкина и В. Н. Шарапова этот исследователь рассматривает комплекс как послеродовикский догранитный (добатолитовый), поскольку габбро, как теперь устанавливается, рвутся апофизами гранитов Тельбесского плутона. Наконец, есть геологи, которые связывают леспромхозные сиениты с раннепалеозойским тельбесским гранитоидным комплексом. Выразителем такой точки зрения является В. И. Богнибов. Он отрывает сиениты от габбро, относя последние к самостоятельному предгранитному большереченскому комплексу, а сиениты включает в тельбесский комплекс, считая, что эти породы обязаны своим происхождением процессам магматического замещения доломитов и габбро в связи с формированием гранитоидов [Богнибов В. И., 1971; Раннепалеозойская..., 1971].

По данным В. И. Сиянкова [1967], Леспромхозный интрузив на 85% сложен крупно-среднезернистыми двуполевошпатовыми сиенитами, содержащими в среднем 60% существенно калиевого полевого шпата, 9—40% разложившего андезина, 6—22% роговой обманки ($\angle cNg = 14—16^\circ$; $-2V = 80^\circ$; $Np = 1,683$; $Ng = 1,698$), иногда клинопироксен, биотит ($Ng = 1,646$; $f = 50$), сфен, апатит, магнетит, пирит. В краевых частях интрузива сиениты обогащаются плагиоклазом (до 30—50%), роговой обманкой, диопсидом и переходят в монцониты.

Леспромхозные сиениты, как правило, сильно изменены — эпидотизированы, местами скарнированы. Участками они подвергаются поздне- и послемагматическому щелочному, преимущественно калиевому, метасоматозу, преобразуясь в богатые калишпатов порфировидные и мелкозернистые сиениты.

Крупно-среднезернистые сиениты Леспромхозного интрузива по своему составу и структуре сопоставимы с двуполевошпатовыми сиенитами раннепалеозойской формации гранитоидных батолитов. Вместе с тем по некоторым признакам они отличаются от них. Обнаруживаются, например, расхождения в химизме (см. табл. 24). Эти расхождения прежде всего касаются высокого содержания в леспромхозных сиенитах калия. По содержанию этого элемента леспромхозные сиениты являются для Кузнецкого Алатау породами совершенно уникальными. Количество калия в них даже выше, чем в наиболее богатых этим элементом сиенитах Кондомского района, включая лейцитовые сиениты горы Сокол. Связано такое высокое содержание калия, по-видимому, с послемагматическим калиевым метасоматозом.

Таким образом, при наличии определенного сходства между сиенитами Леспромхозного интрузива и сиенитами раннепалеозойской формации гранитоидных батолитов эти породы все же отличаются друг от друга. Поэтому и вопрос о принадлежности к батолитовой формации леспромхозных сиенитов, в принципе, остается открытым. Возможно, конечно, что существующие отличия в какой-то степени предопределены измененностью леспромхозных сиенитов. К тому же сами по себе различия в химизме еще не являются бесспорным доказательством того, что леспромхозные сиениты не могут принадлежать к батолитовой формации, так как существует много примеров, по тому же Кузнецкому Алатау, того, как однотипные породы различных массивов одного магматического комплекса значимо отличаются друг от друга по содержанию отдельных окислов. Но так или иначе, а однозначно относить сиениты Леспромхозного интрузива к раннепалеозойской формации гранитоидных батолитов пока, видимо, нельзя. Не бесспорна их принадлежность и к сиенит-габбровому комплексу, поскольку с типичными сиенитами сиенит-габбровых комплексов Кузнецкого Алатау леспромхозные сиениты общего имеют очень мало, во всяком случае, значительно меньше, чем с сиенитодиоритами и щелоч-

Т а б л и ц а 24

Средние химические составы сиенитоидных пород в раннепалеозойских гранитоидных батолитах западного склона Кузнецкого Алатау

Окислы, характеристики	1(n=5)		2(n=3)		3(n=6)		4(n=8)		5(n=14)	
	\bar{X}	S	\bar{X}	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	
SiO ₂	62,97	3,52	62,05	61,45	3,06	55,80	1,97	62,35	2,92	
TiO ₂	0,62	0,19	0,65	1,03	0,21	0,46	0,08	0,76	0,33	
Al ₂ O ₃	16,39	1,18	16,99	15,92	0,36	19,43	1,10	16,41	0,96	
Fe ₂ O ₃	1,83	0,70	1,67	1,95	0,67	2,00	0,53	1,74	0,76	
FeO	3,55	1,55	4,00	3,76	0,84	4,02	0,93	3,58	1,09	
Σ FeO	5,19	1,82	5,50	5,51	1,27	5,82	1,12	5,14	1,50	
MnO	0,12	0,05	0,08	0,14	0,05	0,14	0,02	0,11	0,05	
MgO	2,35	0,75	1,58	3,37	0,85	1,94	0,58	2,49	1,20	
CaO	3,64	1,25	3,63	5,09	1,12	5,53	1,56	4,37	1,60	
Na ₂ O	5,14	0,54	5,28	3,95	0,33	3,98	0,97	4,72	0,98	
K ₂ O	3,39	0,62	3,85	2,97	0,85	6,48	1,47	3,27	1,08	
P ₂ O ₅	—	—	0,11	0,38	0,11	0,23	0,09	0,20	0,19	
a	15,9	0,93	17,5	12,9	1,17	18,6	2,16	14,9	2,16	
c	2,8	0,80	2,7	4,1	0,69	4,1	1,87	3,3	0,96	
b	10,6	3,43	8,2	13,0	3,64	12,0	1,91	11,1	3,61	
b'	10,5	3,53	9,6	13,0	3,64	12,0	1,91	11,0	3,73	
f'	47	9,16	54	42	4,09	49	8,62	46	9,83	
m'	37	4,18	27	44	2,99	28	4,87	36	11,34	
n	70	5,58	67	67	7,28	48	10,22	68	8,76	
Q	+6,9	6,57	+4,2	+10,2	6,72	-10,5	1,79	+8,0	6,14	
d	0,74	0,07	0,74	0,61	0,06	0,70	0,12	0,69	0,09	
α	14,6	4,04	13,4	24,3	4,70	18,0	8,19	18,5	6,46	
F	54,9	4,54	67,7	47,9	2,17	62,9	6,46	56,2	11,72	

Примечание. Сиенитодиориты и двуполевошпатовые сиениты: 1 — Кожуховского (сиениты Красного Камня), 2 — Ольгинско-Ампальского, 3 — Верхнекондомского массивов; 4 — сиениты Леспромхозного интрузива; 5 — среднее по трем первым массивам.

Источники анализов: В. Г. Корель, В. Н. Кузнецова [1961], Ю. А. Кузнецов и др. [Раннепалеозойская..., 1971], В. И. Сиянков ([1974], В. Н. Довгаль, В. А. Широких [1978].

ноземельными сиенитами раннепалеозойской батолитовой формации. Это обстоятельство, между прочим, служит для нас главной причиной того, что мы склоняемся в вопросе о формационной принадлежности сиенитов Леспромхозного интрузива в пользу связи их с раннепалеозойской формацией гранитоидных батолитов. Кстати, отнесение леспромхозных сиенитов или к батолитовой, или к сиенит-габбровой формации не является уж такими взаимоисключающими друг друга решениями, как это может показаться с первого взгляда. Если габбро и сиениты находятся здесь в таких же взаимоотношениях, как габбро и сиениты в Новобериккульском и Ударнинском массивах Мариинской Тайги, то тогда обе точки зрения в известной мере сочетаются друг с другом.

Не исключена, вероятно, возможность сопоставления леспромхозных сиенитов и с аналогичными сиенитами шалымского комплекса, субвулканическими эквивалентами ортофиоров раннего — среднего кембрия. Во всяком случае, по своей высокой калиевости сиениты Леспромхозного интрузива более всего сопоставляются, из всех сиенитов Кузнецкого Алатау, с сиенитами шалымского комплекса.

Средние химические составы сиенитодиоритов и двуполевошпатовых сиенитов Кожуховского, Ольгинско-Ампалыкского, Верхнекондомского и Леспромхозного интрузивов приведены в табл. 24. Из таблицы видно, что эти составы близки к среднему составу известково-щелочного сиенита по Дэли. По сравнению со средним химическим составом аналогичных пород раннепалеозойских гранитоидных батолитов восточного склона Кузнецкого Алатау (см. табл. 12) они сдвинуты в сторону диорита. Для них характерны более высокие значения содержания магния, иногда кальция и железа (различия по *t*-критерию). В этом отношении химические особенности рассматриваемых сиенитодиоритов и двуполевошпатовых сиенитов хорошо согласуются с химическими особенностями пород первой фазы раннепалеозойских гранитоидных батолитов западного склона Кузнецкого Алатау вообще.

МАГМАТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ СРЕДНЕГО ПАЛЕОЗОЯ

Магматические ассоциации среднего палеозоя (девона) представлены комплексами вулканических и субвулканических пород, которые будут описаны нами для шести районов Кузнецкого Алатау: 1) восточного, главным образом юго-восточного, обрамления Кузнецкого прогиба, 2) Чебулинского прогиба на севере Кузнецкого Алатау, 3) центральной части Мартайги, 4) северо-восточной части Кузнецкого Алатау, 5) восточного склона Кузнецкого Алатау в пределах Батеневской зоны, 6) Мрасской зоны Горной Шории.

ВОСТОЧНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ КУЗНЕЦКОГО ПРОГИБА

Липарит-дацит-андезитовая (риодацит-лейкобазальтоидная) ассоциация юго-восточного обрамления Кузнецкого прогиба. Эта ассоциация подробно изучена и описана В. П. Болтухиным и Г. П. Турченко [1970, 1972; Болтухин В. П. и др., 1964; и др.], В. Г. Руткевич, В. Д. Яшиным, В. С. Мурзиным, Б. К. Балицким и др. В своей нижней части, относимой к раннему и раннему — среднему девону, она сложена андезитовыми, андезито-базальтовыми, андезито-дацитовыми порфиритами, дацитовыми и липаритовыми порфирами, туфами этих пород, игнимбритами. Лавы и туфы основного состава играют подчиненную роль. В верхах толщи, датируемых средним девоном, количество андезитовых порфиритов и в особенности кислых эффузивов уменьшается, но в значительном количестве появляются диабазовые порфириды и их туфы.

Характерна изменчивость разрезов девонской вулканогенной толщи в латеральном направлении. Так, например, по р. Кондома выше и ниже д. Кондома эффузивно-пирокластические образования раннего (учуленская свита) и раннего — среднего (шестаковская свита) девона, по данным В. П. Болтухина и Г. П. Турченко, практически целиком состоят из лав и туфов среднего и кислого состава, причем на долю кислых пород приходится не менее 25% мощности разреза, превышающей здесь 4,5 км. Аналогичная картина наблюдается и в более северных районах, по р. Мундыбаш ниже д. Веселая Грива, где теми же авторами изучен разрез вулканогенных пород раннего — среднего девона (шестаковская свита) мощностью 2750 м. Около 35% мощности разреза составляют лавы и туфы дацитовых и липаритовых порфиров, остальное — андезитовые порфириды, туфы андезитового и андезито-дацитового состава. В Тельбесском районе Горной Шории роль кислых пород в составе вулканогенных образований менее значительна. Как установили В. Г. Руткевич и В. Д. Яшин, эти образования мощностью более 4 км в нижней половине представлены андезитовыми вулканитами (ранний — средний девон), а в верхней — диабазовыми и андезитовыми порфиридами, туфами, осадочными породами (средний девон). Кислые эффузивы и их пирокласты встречаются как в нижней половине разреза, так и в основании среднедевонских отложений. В первом случае их суммарная мощность 20—200 м, во втором, по данным опорного разреза, — менее 200 м.

Разрез раннего девона (учуленская свита) по р. Мундыбаш, в районе ст. Калары (данные В. П. Болтухина и Г. П. Турченко), сложен в основном вулканитами андезитового состава (не менее 60—70%), в подчиненном количестве встречаются плагиобазальтовые порфириды и их пирокласты. Кислые эффузивы отсутствуют. Мощность раннедевонских накоплений — 2175 м. По р. Кондома в районе д. Белый Камень и севернее ее отложения раннего и раннего — среднего девона по ориентировочным подсчетам имеют следующий состав: диабазовые порфириды и их туфы (около 28%), нерасчлененные диабазовые и андезитовые порфириды и их туфы (около 50%), туфы липаритового состава (немного более 10%), осадочные породы (около 10%) [Балицкий Д. К. и др., 1966].

В Нижнемерасском районе Горной Шории, в разрезах по р. Мрас-Су, в основании вулканогенных образований лежит толща средних и кислых эффузивов мощностью 800 м (данные В. С. Мурзина и др.). Кислые породы составляют 37% мощности разреза. Возраст толщи определяется в интервале от позднего ордовика до раннего девона включительно. Ее несогласно перекрывают плагиобазальтовые, андезито-базальтовые, андезитовые порфириды и туфы раннего — среднего девона, среди которых встречаются интрузивные тела кварцевых порфиров. Мощность этих пород 2400 м. Выше залегают лавы и туфы среднедевонских диабазовых, андезито-базальтовых, андезитовых, андезито-дацитовых порфиритов и дацитовых порфиров мощностью около 1600 м. На породы андезито-дацитового и дацитового состава приходится, согласно данным В. П. Болтухина и Г. П. Турченко, не более 8% всего объема верхней толщи. На левобережье р. Мрас-Су количество их в разрезе увеличивается до 30% и более. Для девонских вулканогенных образований Нижнемерасского района характерны сильная альбитизация и зеленокаменное изменение, обусловившие появление спилитоподобных пород. Альбитизация девонских вулканитов имеет место и в более южных районах их распространения, в частности в Тельбесском районе, но проявлена там не столь интенсивно.

В Майзасском и Томь-Усинском районах развиты лавы и туфы обычно альбитизированных андезито-базальтовых порфиритов, кварцевых и бескварцевых кератофиров и фельзитов раннего — среднего девона. Их перекрывают среднедевонские диабазовые, андезито-базальтовые и андезитовые порфириды и туфы. Севернее рек Томь и Уса эффузивно-пирокластические образования девона известны по р. Верхняя Терсь. Здесь,

Средние химические составы девонских вулканитов восточного обрамления Кузнецкого прогиба

Окислы, характерис- тики	Юго-восток прогиба				Северо-восток прогиба		
	1 Баз. (n=63)		2 Сал. (n=28)		3 Баз. (n=8)		4 Сал. (n=4)
	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	X
SiO ₂	53,46	3,89	72,03	3,91	51,77	2,26	64,80
TiO ₂	1,18	0,50	0,39	0,25	1,07	0,16	0,62
Al ₂ O ₃	18,60	2,20	14,33	1,33	20,07	0,98	18,39
Fe ₂ O ₃	4,87	2,17	1,74	0,97	3,93	0,74	3,83
FeO	4,95	1,92	2,37	0,91	4,76	1,49	0,85
Σ FeO	9,33	1,44	3,93	1,11	8,30	0,94	4,20
MnO	0,16	0,09	0,08	0,05	0,19	0,03	0,08
MgO	3,93	1,95	0,59	0,32	4,07	1,24	0,36
CaO	7,67	2,96	1,41	1,11	8,62	1,51	2,14
Na ₂ O	3,76	1,38	3,35	1,41	4,16	0,72	5,56
K ₂ O	1,24	1,05	3,62	0,97	1,35	0,18	3,37
P ₂ O ₅	0,19	0,25	0,09	0,07	Не опр.	—	Не опр.
a	10,2	3,12	12,1	2,64	11,5	1,78	17,0
c	7,3	2,86	1,6	1,30	8,2	1,02	2,6
b	18,9	4,49	7,6	2,19	18,2	2,31	6,9
b'	18,3	4,87	4,6	1,52	18,2	2,31	4,7
f'	50	11,28	51	18,15	46	4,34	59
m'	35	11,78	13	7,95	39	9,22	9
n	82	13,87	56	14,20	82	1,22	71
Q	-1,3	9,08	+31,3	10,32	-7,2	6,54	+10,4
d	0,42	0,19	0,66	0,11	0,41	0,06	0,69
a	41,1	20,73	11,5	9,01	41,7	5,70	13,2
F	59,3	12,12	79,7	7,00	54,1	7,68	87,0

Примечание. Источники анализов: Д. К. Балицкий и др. [1966], В. Н. Довгаль [1974], Э. П. Арапов, В. П. Болтухин, В. С. Мурзин, В. Г. Руткевич, Г. П. Турченко, В. Д. Яшин.

по данным А. Л. Додина, О. Г. Корсак и др., они представлены диабазовыми и андезитовыми порфиритами, фельзитами и их туфами, по составу, видимо, существенно не отличающимися от девонских образований более южных районов западного склона Кузнецкого Алатау.

Химический состав пород липарит-дацит-андезитовой ассоциации показан в табл. 25. Базитовые вулканиты этой ассоциации принадлежат к классу лейкократовых, неясных по уровню щелочности, высокощелочных пород, кислые вулканиты — к классу мезократовых, неясных по уровню щелочности, калинатровых пород. 72—98% (25 из 28) анализов кислых вулканитов имеют характеристику *a* ниже 15.

Трахит-андезитобазальтовая (трахито-лейкобазальтоидная) ассоциация северо-восточного обрамления Кузнецкого прогиба. В зоне северо-восточного сочленения Кузнецкого прогиба с Кузнецким Алатау в составе девонских вулканогенных толщ решительно преобладают породы среднего и основного состава. Кислые эффузивы играют подчиненную роль, а в ряде разрезов полностью отсутствуют. Кое-где появляются ошелоченные вулканиты — трахиандезиты, трахиандезит-базальты, плагиопорфиры, трахитовые порфиры [Тыжнов А. В., 1938; Балицкий Д. К. и др., 1966; и др.].

Трахит-андезитобазальтовая ассоциация сейчас подробно описана, например, для бассейна р. Заломная [Турченко Г. П. и др., 1971; Турченко Г. П., 1975]. Здесь породы ассоциации слагают толщу мощностью 2100 м, которая на 46% состоит из андезито-базальтовых, на 27% — из андезитовых и на 9% — из базальтовых порфиритов. 13% мощности толщи составляют пирокластические породы, 5% — осадочные. Пирокластические породы состоят из обломков андезитовых и андезито-базальтовых порфиритов, риолитовых и, возможно, трахитовых порфиров, альбитизированного плагиоклаза, калишпата, иногда кварца. В числе пирокластических пород встречаются туфы кислого состава. Эффузивы сопровождаются мелкими телами трахитовых порфиров.

В андезито-базальтовых и андезитовых порфиритах бассейна Заломной часто встречается калишпат, в связи с чем эти породы нередко именуются трахиандезито-базальтами и трахиандезитами. Г. П. Турченко и В. П. Болтухин [1971] установили, что калишпат в порфиритах является послемагматическим минералом, так как он развивается в них преимущественно по трещинкам и ослабленным зонкам. Однако образование калишпата эти авторы связывают с тем же самым магматическим процессом, который приводил к появлению порфиритов, поэтому присутствие калишпата в любом случае свидетельствует о повышенном щелочном фоне девонского магматизма бассейна Заломной.

Другим примером девонских вулканических образований северо-восточного обрамления Кузнецкого прогиба может служить вулканическая толща, вскрытая в правом борту р. Томь ниже устья р. Мал. Осиповая. Она протягивается вдоль Томи на 6 км с лишним. Недостаток этого разреза в том, что он ориентирован почти по простиранию вулканитов.

В основании разреза залегают красноцветные конгломераты с галькой пород раннего палеозоя и бурых девонских песчаников. Выше располагаются вулканиты. Они практически целиком представлены андезито-базальтовыми и трахиандезитовыми порфиритами. Временами встречаются туфы этих пород, туфобрекчии и туфоконгломераты, содержащие обломки ортофиров.

Сведения о химическом составе вулканитов трахит-андезитобазальтовой ассоциации приведены в табл. 25. Они ограничиваются данными по химизму пород из разреза по р. Томь. Вулканиты базитовой группы в этом разрезе принадлежат, как и в юго-восточной части прогиба, к лейкократовым, неясным по уровню щелочности, высоконатровым образованиям. Салические вулканиты здесь представлены одним анализом лейкократового, умереннощелочного, умереннонатрового трахита. Такие же, в общих чертах, особенности химизма свойственны, судя по всему, и девонским вулканитам бассейна р. Заломная [Турченко Г. П., Болтухин В. П., 1971].

Девонские вулканиты восточной периферии Кузнецкого прогиба сопровождаются массивами интрузивных пород. Последние в юго-восточной части прогиба представлены кистальским комплексом биотитовых гранитов, а на северо-востоке — комплексом гранит-сиенитовых интрузивов.

Кистальский комплекс включает в себя Кистальский, Тамбовский, Мезинский и некоторые другие интрузивы. В процессе геологических съемок они изучались А. И. Скомороховым, Б. А. Блюман, В. Г. Руткевич, В. Д. Яшиным и др. Специальными исследованиями этих массивов занимались в 1964 г. В. И. Богнибов, позднее — В. С. Мурзин [1973], В. Н. Довгаль [1974] и др.

Кистальский массив занимает площадь около 200 кв. км. Залегает в основании девонской вулканогенной толщи, образуя, по всей вероятности, крупную межформационную пластовую интрузивную залежь с северо-западным падением, внедрившуюся вдоль поверхности несогласия между существенно карбонатными породами рифея и вулканогенными породами девона. Контактует массив в основном с эффузивами и туфами

девона, которые имеют здесь преимущественно кварц-порфировый и андезитовый состав. В юго-восточном контакте массива, т. е. в его вероятном лежащем боку, появляются породы рифейского возраста. Контакт с ними тектонический.

Обнажен массив слабо, исключая долину р. Кондома, которая пересекает его примерно на две равные половины. Дальнейшее описание массива дается главным образом на основании изучения разрезов по этой реке.

Сложен Кистальский массив гранит-порфирами и гранитами, формирование которых осуществлялось в несколько актов внедрения. Удаётся зафиксировать как минимум три фазы внедрения гранитов. Продуктами первой фазы являются микрогранит-порфиры и микрограниты, наблюдаемые в виде ксенолитов в породах второй, главной, фазы внедрения интрузии. Ксенолиты эти встречаются редко и нами наблюдались лишь по р. Кондома в районе устья р. Кистал. Размеры их 0,2—1,5 м.

Затем следуют гранит-порфиры и граниты главной фазы внедрения. Среди них преобладают гранит-порфиры. Граниты распространены ограниченно, будучи приуроченными к центральным частям массива. Эти породы, в свою очередь, рвутся многочисленными дайками микрогранит-порфиров мощностью 0,3—5 м. В заключение появляются дайки диабазов и кварцевых порфиров мощностью до нескольких метров.

Микрогранит-порфиры и микрограниты ксенолитов состоят из кварца, калинатрового полевого шпата, плагиоклаза, биотита. Средний состав этих пород показан в табл. 26.

В порфировых разностях вкрапленники представлены плагиоклазом, реже калишпатом и кварцем. Количество вкрапленников не превосходит 5—8% объема породы. Основная масса имеет микрогранитовую или микропегматитовую структуру.

Под воздействием гранитов главной фазы микрограниты ксенолитов испытывают биотитизацию с возрастанием количества биотита в них до 10% и кое-где альбитизацию.

Гранит-порфиры и граниты главной фазы внедрения характеризуются тем же набором минералов, что и граниты ксенолитов, но в несколько ином соотношении (см. табл. 26). В них, кроме того, присутствуют апатит, циркон, флюорит. В порфировых разностях вкрапленники представлены плагиоклазом или плагиоклазом и калинатровым полевым шпатом.

Плагиоклаз меняется по составу от альбита до олигоклаза № 17—23 и иногда андезина № 40—46. Биотит имеет $Ng = 1,650$ ($f = 55$). Биотиту кое-где сопутствует бледно-зеленая роговая обманка ($\angle cNg = 13^\circ$; $-2V = 55^\circ$; $Np = 1,673$). Она отмечена в 7—41% шлифов (в 5 из 25). Граниты, содержащие роговую обманку, характеризуются более высокой

Таблица 26
Средний минеральный состав пород Кистальского массива
(об. %)

Порода	Кварц	Плагиоклаз	Калинатро- вый полевой шпат и пер- тит	Биотит	Роговая об- манка	Рудный
Микрогранит-порфир ксенолита (первая фаза)	32	34	29	5	—	Ед. зерна
Гранит-порфиры и граниты главной фазы	33	27	37	2	—	То же
Роговообманковый биотитовый гранит . . .	30	16	50	1	3	»
Микрогранит-порфир дайковый (третья фаза)	30	42	26	2	—	»

щелочностью. В них сильно возрастает количество калинатрового полевого шпата (см. табл. 26).

В контакте с девонскими эффузивами гранитоиды главной фазы испытывают закалку, приобретая эффузивоподобный облик. В северо-западном эндоконтакте массива такие изменения начинают улавливаться уже в 500—600 м от контакта. В самом контакте провести четкую границу массива невозможно.

На граниты главной фазы очень похожи по составу дайки микрогранит-порфиров третьей фазы. Количественное соотношение в них минералов показано в табл. 26.

Кварцевые порфиры, секущие породы Кистальского массива, состоят из вкрапленников кварца и альбита, к которым в отдельных случаях присоединяются редкие вкрапленники калиевого полевого шпата, мусковита и хлоритизированного биотита. Объем вкрапленников составляет 10—15% объема породы. Основная масса сложена калишпатом (не менее 30—35% объема породы), плагиоклазом, кварцем, чешуйками биотита или мусковита. Имеют аллотриоморфную или сферолитовую структуру.

Тамбовский массив расположен в среднем течении р. Мундыбаш в 5 км ниже д. Веселая Грива. Представляет собой линейно-вытянутое тело северо-восточного простирания. Площадь — около 12 кв. км. Залегаet среди эффузивов девона, возможно, в виде пластовой интрузивной залежи с северо-западным падением.

Сложен массив однообразными средне- и мелкозернистыми гранитами временами порфировой структуры. По составу эти граниты близки гранитам главной фазы Кистальского массива и состоят из кварца, плагиоклаза, калинатрового полевого шпата, биотита, апатита, циркона, магнетита. Количество кварца равно в среднем 37%. Среднее содержание калинатрового полевого шпата — 35, плагиоклаза — 26%. Иногда количество плагиоклаза понижается до 10—15%. Плагиоклаз варьирует по составу от альбита до олигоклаза № 23—25. Кристаллы его, как правило, зонарны. Количество биотита равно 1—2%. Этот минерал почти всегда хлоритизирован. В некоторых образцах вместе с биотитом появляется мусковит.

Порода имеет гранитовую структуру. В значительном количестве развиты микропегматитовые сростания кварца и калинатрового полевого шпата. С приближением к контактам граниты Тамбовского массива приобретают более мелкозернистую структуру и порфировое сложение.

Мезинский массив. Это сильно вытянутое в северо-восточном направлении тело или серия сближенных в пространстве тел площадью примерно 200 кв. км. Располагается в бассейне рек Большой и Малой Мези. Подобно Кистальскому массиву, размещается вдоль границы девонской вулканогенной толщи с породами раннего палеозоя (с гранитоидами Тельбесского плутона).

По данным В. И. Богникова, Мезинский массив сложен гранитами, состоящими из кварца — 32% (среднее содержание), альбита — 21, калинатрового полевого шпата — 45, биотита — 2%. Структура породы гранитовая. Широко развиты микропегматитовые сростания кварца и калинатрового полевого шпата. Есть участки со сферолитовой структурой. Часты порфировые структуры. Вкрапленники в порфировых разностях представлены кварцем, реже — калинатровым полевым шпатом.

В эндоконтактах массива граниты приобретают более меланократовый состав в результате контаминации материалом вмещающих пород. В них появляется роговая обманка. Граниты секутся дайками гранит-порфиров.

В Нижнемрасском районе В. С. Мурзин [1973] закартировал еще несколько аналогичных Мезинскому гранитоидных массивов, которые он объединяет вместе с Мезинским массивом в единый комплекс субвулканических гранитов раннедевонского возраста. В составе этого комплекса, помимо гранитов, В. С. Мурзин упоминает граносиениты и кварцевые сие-

Средний химический состав гранитов кистальского комплекса

Окислы, характеристики	1 (n=5)		2 (n=2)	3 (n=4)		4 (n=11)	
	\bar{X}	S	\bar{X}	\bar{X}	S	\bar{X}	S
SiO ₂	74,44	1,70	75,83	75,23	1,03	74,95	1,34
TiO ₂	0,19	0,08	0,06	0,12	0,09	0,14	0,09
Al ₂ O ₃	12,95	0,91	13,11	13,69	0,61	13,25	0,76
Fe ₂ O ₃	0,72	0,44	0,59	0,91	0,41	0,77	0,38
FeO	1,88	0,43	1,41	1,18	0,43	1,54	0,51
Σ FeO	2,53	0,26	1,95	2,00	0,48	2,23	0,46
MnO	0,05	0,01	0,03	0,04	0,03	0,04	0,02
MgO	0,38	0,19	0,11	0,29	0,15	0,30	0,18
CaO	0,50	0,28	0,56	1,02	0,41	0,70	0,39
Na ₂ O	3,92	0,30	3,76	3,65	0,30	3,79	0,31
K ₂ O	4,89	0,09	4,53	3,83	0,55	4,44	0,61
P ₂ O ₅	0,05	0,03	0,01	0,03	0,04	0,04	0,03
a	15,0	0,75	14,1	12,9	1,42	14,1	1,45
c	0,6	0,33	0,7	1,2	0,48	0,8	0,45
b	3,3	0,47	3,3	4,5	1,93	3,7	1,44
b'	2,9	0,33	1,9	2,3	0,64	2,5	0,62
f'	71	10,21	66	47	18,87	62	19,29
m'	18	6,99	5	11	3,85	13	7,05
n	55	1,95	56	59	1,58	56,6	2,62
Q	+31,4	4,05	+35,1	+35,8	1,83	+33,7	3,56
d	0,91	0,03	0,84	0,74	0,74	0,84	0,41
α	3,7	2,05	4,5	8,5	3,51	5,6	3,33
F	79,3	8,55	91,4	80,1	5,68	81,8	8,00

П р и м е ч а н и е. Массивы: 1 — Кистальский; 2 — Тамбовский; 3 — Мезинский; 4 — среднее по трем массивам.

Источники анализов: В.Н. Довгаль [1974], В.И. Богнибов, Г.Л. Поспелов, А.И. Скоморохов.

нит-порфиры. В этом же районе В. С. Мурзин описывает три небольших (площадью не более 1 кв. км каждый) граносиенит-габбровых массива, относимые им к самостоятельному сосновогорскому комплексу девона.

По своим химическим параметрам граниты кистальского комплекса (табл. 27) занимают промежуточное положение между щелочноземельными и щелочными гранитами по Дэли.

Они принадлежат к классу лейкократовых умереннощелочных умереннонатровых пород.

Комплекс гранит-сиенитовых интрузивов северо-восточного обрамления Кузнецкого прогиба. Интрузивы эти известны нам лишь по результатам съемочных работ геологов ЗСГУ Г. М. Купсика, О. И. Никонова, М. П. Тараймовича, Г. П. Шарихиной и др. По данным этих исследователей, массивы имеют площадь от долей до 20—27 кв. км. Наиболее крупными из них являются массивы гор Северной и Сосновой. Массив горы *Северной* сложен нормальными и щелочными сиенитами (85% его площади), нордмаркитами, кварцевыми сиенитами, граносиенитами, гранитами, диоритами. В состав массива горы *Сосновой* входят сиениты, кварцевые сиениты, граносиениты, сиенитодиориты, диориты, граниты, щелочные граниты. Массив имеет зональное строение. Периферия его сложена сиенитодиоритами и диоритами, которые к центру массива постепенно сменяются породами гранит-граносиенитового состава.

К числу менее крупных массивов принадлежат массивы горы *Барбакан* (биотитовые и роговообманковые граниты, граносиениты, сиениты) и горы *Каменной* (главным образом биотитовые граниты). В этом районе отмечаются также мелкие тела щелочных сиенитов, эссекситов, монцонитов и субвулканических кварцевых порфиров.

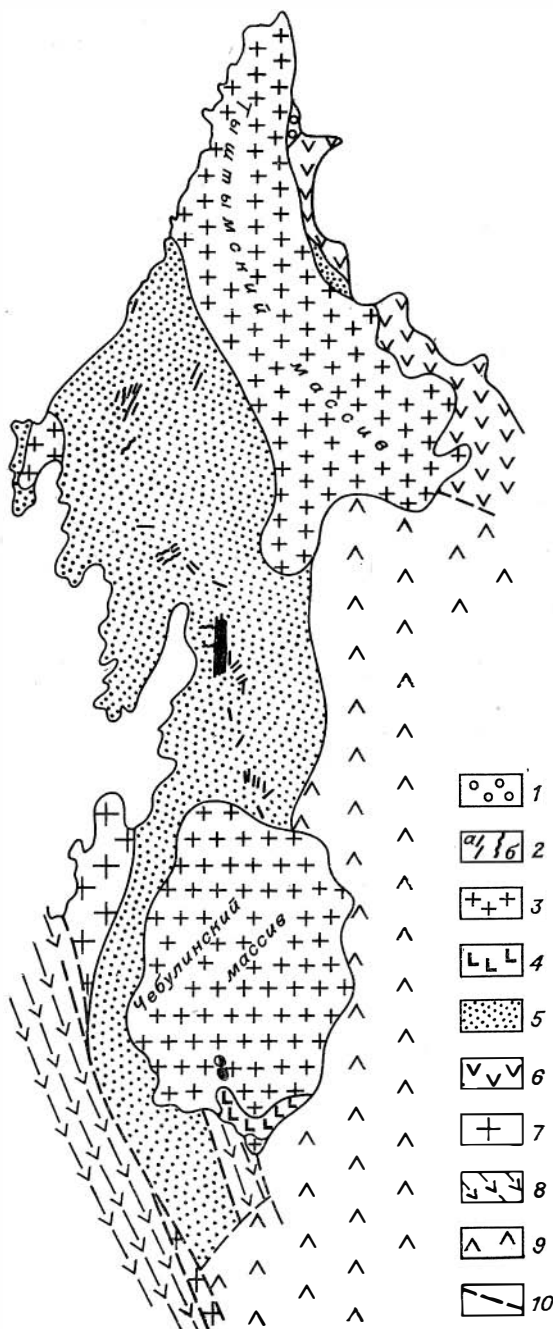
ЧЕБУЛИНСКИЙ ПРОГИБ

Эта ассоциация представлена исключительно гранитами и кварцевыми порфирами чебулинского комплекса. Граниты слагают два крупных массива (Тыштымский и Чебулинский), кварцевые порфиры—

дайки и силлы вблизи этих массивов (рис. 27). Граниты и кварцевые порфиры пространственно тяготеют к небольшому среднепалеозойскому прогибу меридионального простирания, выполненному пологолежащими (с углами падения 5—45°) красноцветными алевролитами и песчаниками фаунистически охарактеризованного среднего девона [Горелов Г. Ф., Надлер Ю. С., 1968]. Тыштымский и Чебулинский массивы залегают в основании красноцветной толщи, вероятно в виде межформационных пластовых залежей. Дайки и силлы кварцевых [порфиров секут красноцветы, встречаясь в различных частях прогиба. Они хорошо вскрыты по долине р. Чебула. Граниты Чебулинского прогиба изучались Д. В. Никитиным [1940], Г. Ф. Гореловым и Ю. С. Надлером [1968], В. Н. Довгалем [1974], В. А. Домаренко и др. [1976], А. Р. Ананьевым, Л. В. Алабиным, А. И. Мостовским.

Рис. 27. Схема размещения гранитных массивов и даек кварцевых порфиров чебулинского комплекса (по В. Н. Довгалю [1974], Л. В. Алабину, А. И. Мостовскому).

1 — осадочные породы мезозоя; 2 — дайки (а — кварцевых порфиров, б — диабазов); 3 — граниты; 4 — габбро; 5 — красноцветные песчаники и алевролиты среднего девона; 6 — проблематично девонские вулканиты основного и среднего состава; 7 — раннепалеозойские граниты; 8 — вулканогенно-осадочные породы ордовика; 9 — вулканогенно-осадочные породы среднего кембрия; 10 — дизъюнктивные нарушения.



Тыштымский массив занимает площадь около 300 кв. км. Расположен вдоль северо-восточной границы прогиба. На западе, висячем боку (?), он контактирует с красноцветами девона, на востоке, со стороны лежащего бока, — с вулканитами венда — раннего кембрия. Вскрыт массив плохо, исключая его самую северную часть.

Сложен Тыштымский массив биотит-роговообманковыми микрогранит-порфирами, переходящими в мелко- и среднезернистые граниты и граносиениты. Некоторые исследователи в эндоконтактах массива отмечают сиениты.

Биотит-роговообманковые микрогранит-порфиры в качестве вкрапленников содержат альбит и калинатровый полевой шпат. Количество вкрапленников достигает 15—20% объема породы. Основная масса состоит из альбита в удлиненных идиоморфных кристаллах, калинатрового полевого шпата, кварца, роговой обманки, биотита, магнетита, циркона, сфена. Роговая обманка окрашена в зеленый цвет со слабым буроватым оттенком, $\angle cNg = 14-17^\circ$; $-2V = 64-75^\circ$; $Np = 1,647-1,650$. У биотита $Ng = 1,630$; $f = 35$. Роговая обманка обнаружена в 50—84% шлифов (в 22 из 32) микрогранит-порфиров, биотит — в 37—74% шлифов (в 18 из 32). Среднее содержание минералов в микрогранит-порфирах показано в табл. 28. Структура основной массы породы — микрогранитовая, участками — микропегматитовая.

Среди микрогранит-порфиров в одном случае были встречены эгирин-арфведсонитовые разности. От биотит-роговообманковых микрогранит-порфиров эти породы отличаются, помимо иного состава темноцветных минералов, более высоким содержанием кварца и отсутствием плагиоклаза (см. табл. 28). Вкрапленники в них представлены калинатровым полевым шпатом и кварцем. Основная масса состоит из пертита, кварца, эгирин-авгита ($-2V = 78^\circ$; $\angle cNg = 8^\circ$), арфведсонита ($2V \approx 90^\circ$; $\angle cNg = 12^\circ$), магнетита, циркона.

Мелко- и среднезернистые граниты сложены кварцем, плагиоклазом, калинатровым полевым шпатом, роговой обманкой, биотитом, магнетитом, цирконом, сфеном (см. табл. 28). Плагиоклаз отвечает альбиту и олигоклазу. Роговая обманка и биотит обладают теми же оптическими константами, что и в микрогранит-порфирах. Структура породы — гранитовая.

Сходный с гранитами состав имеют граносиениты. От гранитов их отличает иное количественное соотношение минералов (см. табл. 28), несколько иной состав роговой обманки ($\angle cNg = 18^\circ$; $-2V = 69^\circ$; $Np = 1,660$) и, возможно, биотита.

Микрогранит-порфиры и граниты Тыштымского массива секутся многочисленными дайками гранитоидов мощностью до нескольких метров. Сложены дайки биотитовыми, биотит-роговообманковыми и роговообман-

Т а б л и ц а 28

Средний минеральный состав пород Тыштымского массива (сб. %)

Порода	Кварц	Плагиоклаз	Калинатро- вый полевой шпат+спр- тит	Биотит	Роговая об- манка	Пироксен	Рудный
Биотит-роговообманковые микрогранит-порфиры	27	37	32	Доли %	3	—	Доли %
Эгирин-арфведсонитовые микрогранит-порфиры	39	—	53	—	1	5	2
Мелко- и среднезернистые граниты	25	35	38	1	1	—	Доли %
Граносиениты	15	6	76	3	1	—	»
Аплитовидные граниты	51	28	19	—	2	—	»

ковыми микрогранит-порфирами и мелкозернистыми аплитовидными гранитами. По набору минералов и их составу эти породы аналогичны ранее описанным гранитоидам массива.

Чебулинский массив располагается на юге Чебулинского прогиба. На востоке контактирует с породами раннего палеозоя, в остальных частях — с красноцветными песчаниками и алевролитами девона. Имеет площадь около 100 кв. км. Сильно закрыт.

Сложен Чебулинский массив главным образом биотитовыми гранитами, состоящими из кварца (в среднем 28%), плагиоклаза № 8—20 (18%), калинатрового полевого шпата (51%), флогопита (2—3%), магнетита, апатита, циркона, сфена. Иногда в породе появляется рибекит.

Граниты имеют равномернoзернистую, иногда порфировую структуру. В порфировых разностях вкрапленники представлены плагиоклазом. Микроструктура породы гранитовая, участками — микропегматитовая. В эндоконтактах массива появляются микрогранит-порфиры. Здесь же отмечаются граносиениты. Имеются дайки гранит-, микрогранит-, граносиенит-порфиров и гранит-аплитов.

А. И. Мостовским в самой южной части Чебулинского массива закартировано прорываемое гранитами небольшое тело габбро. Оно хорошо вписывается в контуры массива и расположено в виде дугообразной полосы шириной до 900 м и длиной около 5 км вдоль его контакта. С красноцветным девонem габбро не соприкасаются, а рвут породы среднего кембрия и ордовика.

По описаниям А. И. Мостовского и др., габбро состоит из зонарного плагиоклаза № 73—21, клинопироксена (30%), бурой роговой обманки (10%), магнетита (10%) и единичных ксеноморфных зерен ортоклаза (менее 1%). Не исключено, что они близки по возрасту гранитам Чебулинского массива.

Кварцевые порфиры. Эти породы хорошо представлены в разрезах по р. Чебула. Они образуют дайки, реже — силлы, залегающие среди красноцветных песчаников и алевролитов. Мощность даек колеблется от 5 до 350 м, углы падения — от 70 до 90°, простираение чаще всего меридиональное и северо-восточное, иногда — юго-восточное. Силлы кварцевых порфиров имеют мощность 1—10 м.

Распределены кварцевые порфиры в Чебулинском прогибе неравномерно. Наиболее часто они встречаются в южной части прогиба вблизи Чебулинского массива. Здесь же увеличивается относительное количество пластовых залежей этих пород.

Помимо даек кварцевых порфиров среднедевонские красноцветы секутся дайками титан-авгитовых и альбитовых диабазов. Дайки диабазов обладают мощностью 2—8 м, углы падения их 65—90°, простираение широтное и северо-восточное. Встречаются они довольно часто.

Диабазы, по-видимому, во всех случаях являются образованиями более поздними, чем кварцевые порфиры. С ними они иногда совмещены в пространстве, иногда разорваны. Простираение даек диабазов временами совпадает с простираением даек кварцевых порфиров, временами — нет. Иногда они ориентированы по отношению друг к другу под углом 90°.

Кварцевые порфиры имеют в образце розовую, реже — грязно-зеленую окраску. Вкрапленники в них представлены кварцем, менее часто — микропертитовым полевым шпатом и альбитом. Очень редко во вкрапленниках наблюдается хлоритизированный биотит.

Основная масса — существенно кварц-полевошпатовая. В ней имеются чешуйки бесцветной слюды и тонко рассеянные окислы железа, иногда дающие псевдоморфозы, вероятно, по щелочной роговой обманке. В двух шлифах в основной массе отмечено присутствие арфведсонита. Структура основной массы фельзитовая, микропойкилитовая, аллотриоморфная, сферолитовая, микрографическая. Участки с разного типа структурами можно наблюдать в одном шлифе.

Средний химический состав гранитов чебулинского комплекса

Окислы, характеристики	1 (n=4)		2 (n=5)		3 (n=5)		4 (n=14)	
	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S
SiO ₂	71,33	1,19	73,74	0,75	75,21	1,22	73,58	1,89
TiO ₂	0,37	0,03	0,25	0,02	0,14	0,06	0,25	0,10
Al ₂ O ₃	13,45	2,08	13,72	0,73	13,10	0,91	13,42	1,22
Fe ₂ O ₃	1,91	1,34	0,92	0,56	0,61	0,40	1,09	0,93
FeO	2,47	0,77	1,01	0,77	1,57	0,36	1,84	0,73
Σ FeO	4,19	1,09	2,44	0,69	2,13	0,25	2,83	1,28
MnO	0,06	0,06	0,04	0,02	0,04	0,02	0,05	0,03
MgO	0,58	0,11	0,38	0,17	0,08	0,13	0,33	0,25
CaO	0,77	0,36	0,82	0,50	0,37	0,18	0,65	0,40
Na ₂ O	4,55	0,92	4,26	0,28	4,24	0,50	4,34	0,56
K ₂ O	4,39	0,23	4,21	0,60	4,57	0,33	4,39	0,43
P ₂ O ₅	0,13	0,15	0,05	0,04	0,07	0,01	0,08	0,08
a	15,7	2,13	14,8	0,90	15,1	0,77	15,2	1,27
c	0,6	0,63	1,0	0,58	0,3	0,25	0,6	0,56
b	5,3	1,54	3,7	0,79	3,1	1,18	4,0	1,42
b'	5,0	1,75	2,9	0,77	2,2	0,35	3,2	1,54
f'	71	8,05	63	18,59	67	19,59	66	15,84
m'	19	7,37	16	4,98	3	4,77	12	8,81
n	61	5,40	61	4,12	58	4,31	60	4,36
Q	+24,4	6,00	+30,4	0,83	+32,2	3,31	+29,3	4,79
d	0,92	0,08	0,85	0,09	0,91	0,08	0,89	0,08
α	3,6	3,91	6,2	3,75	1,8	1,69	3,9	3,54
F	78,7	7,53	78,2	9,92	94,6	8,44	84,2	11,39

Примечание. Массивы: 1 — Тыптымский; 2 — Чебулинский; 3 — дайки кварцевых порфиров; 4 — среднее по всем массивам.

Источники анализов: В. Н. Довгаль [1974], Л. В. Алабин.

Полевой шпат основной массы породы определению поддается с трудом. Главным образом это микро- и криптопертит. В сферолитах, где полевой шпат находится в тонком срастании с кварцем, его состав варьирует от чистого калишпата ($-2V = 65-70^\circ$; $Np = 1,519-1,516$) до калинатрового полевого шпата ($-2V = 64-87^\circ$; $Np = 1,525$).

По своим химическим особенностям (табл. 29) граниты чебулинского, так же как и граниты кистальского, комплекса занимают промежуточное положение между щелочноземельными и щелочными гранитами по Дэли, однако по сравнению с кистальскими они более сдвинуты в сторону щелочных гранитов. В них, в частности, обнаруживаются (при сравнении по t -критерию) более высокие содержания натрия. Граниты чебулинского комплекса попадают в класс лейкократовых умереннощелочных калинатровых пород.

ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЧАСТЬ МАРТАЙГИ

Поскольку вопрос об объеме среднепалеозойских магматических образований центральной части Мартайги является спорным, в настоящем разделе работы мы ограничимся описанием лишь тех породных ассоциаций, принадлежность к среднему палеозою которых не вызывает, или поч-

ти не вызывает, у исследователей сомнений. К числу таких ассоциаций относятся вулканические толщи Палатнинского и Талановского грабенов и сопровождающие их интрузивные образования внутри и за пределами грабенов. Из интрузивных массивов, расположенных за пределами грабенов, нами будет описан Макарацкий массив на левобережье р. Кия против пос. Макарак (рис. 28).

Трахибазальт-андезитовая ассоциация Палатнинского и Талановского грабенов. В *Палатнинском* грабене эта ассоциация изучалась Л. В. Алабиным [1965], Б. Д. Васильевым [1966], Г. П. Турченко [1975], авторами настоящей работы и др. Породы ассоциации слагают толщу мощностью более 2 км, лежащую на красноцветных песчаниках с отпечатками псилофитовой флоры раннего девона. Возраст толщи определяется как ранний — средний девон.

По данным Г. П. Турченко [1975], 69% мощности вулканических пород Палатнинского грабена приходится на долю пирокластов, главным образом туфобрекчий и туфоконгломератов, среднего — основного состава, 16% мощности составляют базальтовые порфириты, 10% — андезитовые и 5% — андезито-базальтовые порфириты. В интрузивном залегании и в виде обломков в туфобрекчиях и туфоконгломератах встречаются кислые породы.

В *Талановском* грабене, который представляет собой тектонический клин меридионального простирания длиной 25 км и шириной до 4 км, состав продуктов девонского вулканизма несколько иной. Согласно В. Г. Крюкову и др. [1969], в основании девонской вулканогенной толщи здесь лежат диабазовые порфириты и их туфы. Мощность этих образований достигает 100—140 м. Выше по разрезу располагаются лавы и туфы трахитовых порфиров, сопровождаемые силлами и дайками трахитов, сиенит-порфиров и фонолитов. Распространены вулканиды трахитового состава неравномерно. В некоторых участках грабена они отсутствуют совершенно, в других — образуют крупные линзы. Очень редко встречаются кислые эффузивы и туфы. Трахитовые вулканиды перекрываются вулканогенно-осадочной толщей, в нижней части которой из вулканических пород преобладают лавы оливиновых диабазовых порфиритов, а в верхней — лавы и туфы андезитовых порфиритов. Общая мощность накоплений в Талановском грабене достигает 1300 м.

Возраст девонской толщи Талановского грабена определяется как ранний — средний девон, но, вообще говоря, это условно. Палеонтологического обоснования для такой датировки не существует, и девонский возраст в данном случае принимается на основании различного рода сопоставлений и аналогий. Принимается, надо сказать, всеми геологами единогласно.

Химические особенности вулканических пород Палатнинского и Талановского грабенов показаны в табл. 30. Базитовая группа вулканидов Палатнинского грабена относится к классу неопределенных по уровню меланократовости и щелочности высоконатровых пород; все химические составы салических вулканидов ложатся в поле кислых пород [Белоусов А. Ф., 1976]. Базитовые вулканиды Талановского грабена принадлежат к неопределенным по уровню меланократовости умереннощелочным высоконатровым образованиям. Салические вулканиды трахитового состава относятся к классу меланократовых умереннощелочных умереннонатровых пород.

• По химической классификации А. Ф. Белоусова ассоциация девонских вулканидов Палатнинского грабена должна быть отнесена к дацит-трахидацит-базальтоидной, Талановского — к трахит-трахибазальтоидной.

Девонские эффузивы и туфы Палатнинского и Талановского грабенов сопровождаются силлами, дайками и мелкими штоками субвулканических интрузивных пород. В Палатнинском грабене эти породы в подавляющем

Средние химические составы девонских вулканитов Палатнинского и Талановского грабенов

Объемы, характеристика	Палатнинский грабен				Талановский				
	1 Баз. (n=6)		2 Кисл. (n=4)		3 Баз. (n=16)		4 Ш. сал. (n=30)		5 Кисл. (n=2)
	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}
SiO ₂	50,83	2,75	64,19	1,72	50,52	3,40	59,49	3,04	70,96
TiO ₂	1,42	0,58	0,83	0,13	1,44	0,45	0,43	0,24	0,39
Al ₂ O ₃	18,03	1,55	15,74	1,13	17,34	2,15	20,64	2,35	14,10
Fe ₂ O ₃	4,38	1,35	4,03	0,51	5,43	2,22	4,19	1,91	2,29
FeO	5,90	1,45	2,54	0,36	5,77	1,53	2,47	1,51	2,59
Σ FeO	9,84	0,97	6,13	0,56	10,66	1,82	6,24	1,44	4,62
MnO	0,15	0,06	0,17	0,01	0,21	0,04	0,12	0,06	0,10
MgO	5,68	0,90	1,18	0,54	6,45	3,13	0,72	0,40	0,40
CaO	9,13	1,27	4,00	0,95	7,43	2,71	1,17	0,93	2,07
Na ₂ O	3,52	1,25	4,79	0,26	3,83	1,57	5,23	1,59	6,51
K ₂ O	0,86	0,33	2,43	1,23	1,27	0,90	5,45	1,77	0,55
P ₂ O ₅	0,10	0,15	0,13	0,16	0,30	0,23	0,10	0,10	0,08
a	9,2	3,07	13,9	2,01	10,3	4,05	19,1	3,00	14,4
c	7,7	2,08	3,5	1,16	5,9	1,80	1,3	1,09	1,4
b	23,1	2,47	9,3	0,40	25,4	6,33	12,7	4,39	6,8
b'	23,1	2,47	9,3	0,40	24,2	6,39	7,3	1,82	6,0
f'	42	6,88	65	5,89	43	14,70	50	14,74	63
m'	42	11,23	21	8,75	41	11,16	10	5,53	9
n	86	3,32	76	9,96	81	16,60	58	15,43	94
Q	-6,0	6,57	+15,2	5,58	-9,7	8,20	-5,8	8,17	+24,5
d	0,4	0,13	0,7	0,10	0,4	0,15	0,71	0,14	0,8
α	46,4	13,51	20,2	7,54	37,6	13,16	6,6	6,08	9,4
F	50,3	10,02	73,9	5,65	50,6	13,49	83,2	7,56	86,8

Примечание. Источники анализов: В. З. Мустафин, В. К. Черепнин [1971], Л. В. Алабин, В. Н. Довгаль.

большинстве случаев имеют средний и основной состав. В Талановском же грабене среди них имеются сиениты и граниты, на характеристике которых мы ниже и остановимся.

Сиениты в Талановском грабене образуют незначительные по размерам тела (дайки, штоки), из которых в настоящее время более или менее подробно изучены два массива — Большесеменовский и Тулуяльский [Довгаль В. Н., 1974]. Породы гранитового состава тоже слагают дайки и, возможно, штоки, но распространены они чрезвычайно ограниченно. Появление сиенитов, по В. Г. Крюкову и др. [1969] связано с периодом накопления в грабене трахитовых вулканитов, появление гранитов, по этим же авторам, происходило на заключительных этапах девонского магматизма, после формирования вулканической толщи.

Б о л ь ш е с е м е н о в с к и й м а с с и в. Это самый крупный сиенитовый массив Талановского грабена. Представлен двумя штоками нефелиновых и либнеритовых сиенитов, отделенных друг от друга 200-метровой полосой вмещающих пород. Суммарная площадь обоих штоков около 4 кв. км. Залегают они вдоль западной границы грабена, контактируя на востоке с порфиритами девона, на западе — с карбонатными породами рифея — раннего кембрия.

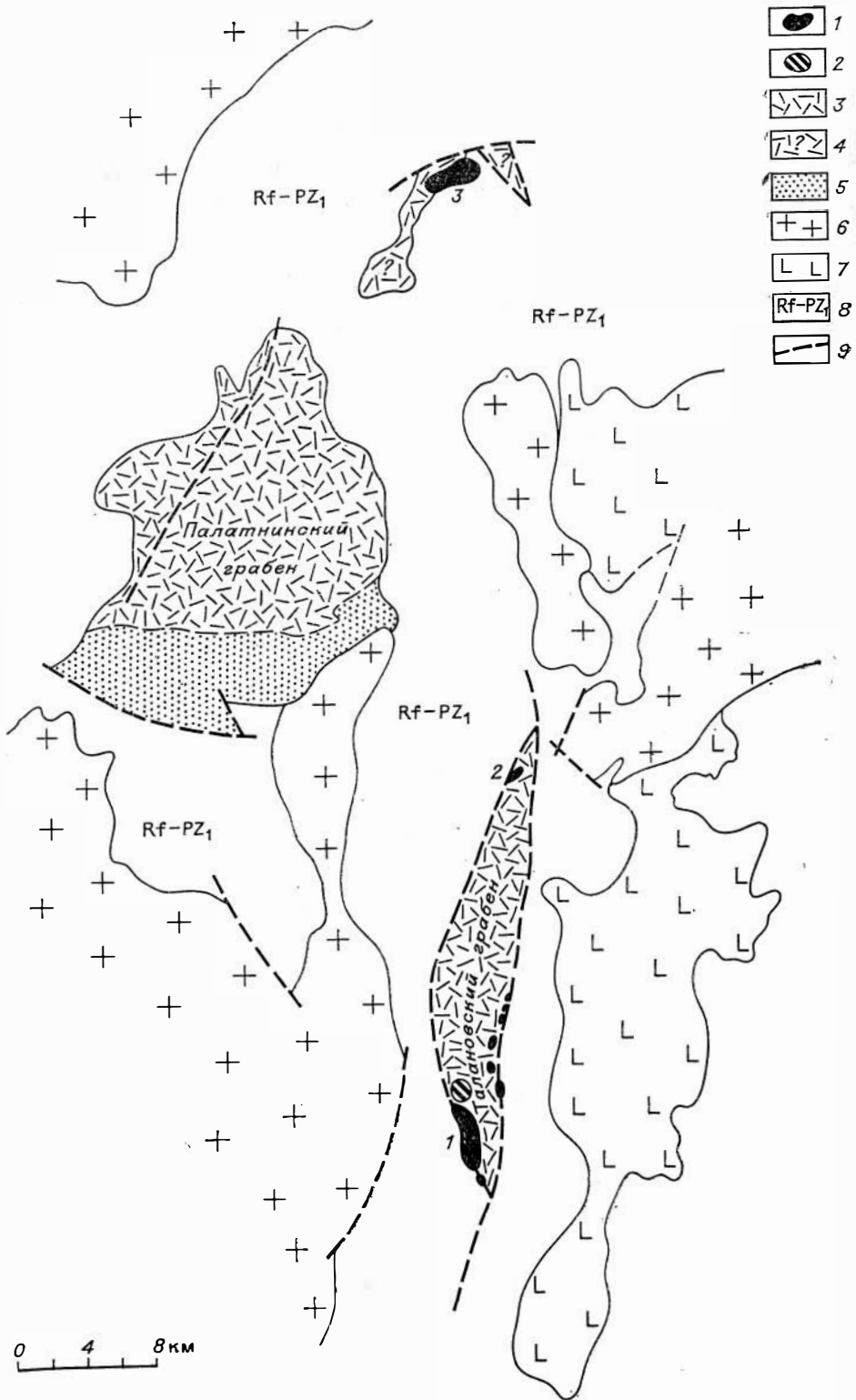


Рис. 28. Схема размещения в центральной части Мартайги описываемых в работе девонских магматических образований (по материалам Л. В. Алабина, А. М. Кузнецова, А. Е. Курмея, А. И. Мостовского, П. А. Пономарева и др.).

1 — массивы девонских нефелиновых, либнеритовых и щелочных сиенитов, иногда габбро и сиенитов (1 — Большесеменовский; 2 — Тулужьский; 3 — Макарацкий); 2 — калишчатые габбро и монциты Бол. Семеновки; 3, 4 — вулканические породы девона (4 — предположительно); 5 — осадочные породы девона; 6 — массивы раннепалеозойской формации гранитоидных батолитов; 7 — массивы раннепалеозойской сиенит-габбровой ассоциации; 8 — осадочные и вулканические породы рифея — раннего палеозоя; 9 — дизъюнктивные нарушения.

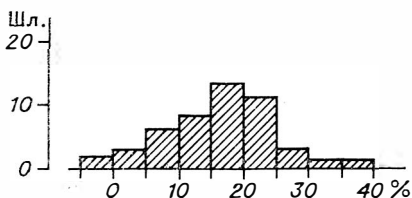


Рис. 29. Гистограмма распределения нефелина в сиенитах Большесеменовского массива.

Сиениты имеют крупно- или среднезернистую структуру. Крупнозернистые разности слагают западную часть массива, среднезернистые — восточную его половину. Восточная половина представляет собой также и гипсометрически наиболее высокую часть массива, и появление здесь среднезернистых сиенитов, по всей видимости, является следствием относительно быстрого охлаждения магмы на контакте с

эффузивами в апикальной части магматической камеры.

Сиениты Большесеменовского массива имеют выдержанный состав. Сложены они нефелином и либнеритом, калинатровым полевым шпатом, эгиринсодержащим авгитом, гастингситом, цирконом, апатитом, пиррохлором, магнетитом. Содержание нефелина и либнерита показано на рис. 29. Количество темноцветных минералов равно 3—6%.

Калинатровый полевой шпат в породе двух типов. В среднезернистых сиенитах он наблюдается главным образом в виде идиоморфных удлиненных призматических кристаллов микро- и криптопертитового строения. По данным трех химических анализов, этот полевой шпат содержит 35,6—37,0% ортоклазовой, 54,2—60,4% альбитовой и 2,3—8,7% анортитовой молекулы.

В крупнозернистых сиенитах главная масса полевого шпата представлена широкоплатблitchатыми неправильно очерченными зернами грубополосчатого пертита и антипертита. Этот пертит и антипертит совершенно аналогичен таковому из щелочных сиенитов раннепалеозойской батолитовой и сиенит-габбровой формаций.

Нефелин в большесеменовских сиенитах имеет $N_0 = 1,537—1,540$. Эгирин-авгит обладает углом cNp , близким к 0° . У гастингсита колеблется от 15 до 19° . Нефелин и темноцветные минералы обычно разложены. В породах часто проявлены послемагматические альбитизация и микроклинизация.

Сиениты Большесеменовского массива секутся маломощными дайками среднезернистых либнеритовых сиенитов, мелкозернистых щелочных сиенитов, кварцевых и бескварцевых микросиенит-порфиоров.

В 200 м севернее Большесеменовского массива среди вулканитов Талановского грабена размещается небольшой штук (0,6 кв. км) калишпатовых габбро, габбромонзонитов и монзонитов. В образце это среднезернистые породы, степень кристаллизации которых уменьшается с приближением к контактам. В их состав входят: плагиоклаз № 42—60, клинопироксен ($+2V = 50—52^\circ$; $Np = 1,689$) в количестве 30%, калинатровый полевой шпат (2—20%), кварц (не более 1%), биотит, рудный минерал, апатит. Структура породы характеризуется резким идиоморфизмом плагиоклаза по отношению ко всем прочим минералам, включая пироксен. Кристаллы плагиоклаза, имеющие здесь вытянутую форму и беспорядочную ориентировку, образуют как бы каркас породы, а остальные минералы выполняют промежутки между ними.

Тулулюльский массив. Это очень небольшое интрузивное тело площадью менее 1 кв. км. Имеет вытянутую форму, протягиваясь от правого борта долины р. Кия на северо-восток. В разрезе по Кия массив достигает около 200 м. В юго-восточном контакте его вскрываются сильно серицитизированные и карбонатизированные вулканиты Талановского грабена, в северном — карбонатные породы рифея — раннего кембрия.

Тулулюльский массив состоит из крупно- и среднезернистых либнеритовых сиенитов, аналогичных по составу либнеритовым сиенитам Бол. Семеновки. Сложены сиениты калинатровым полевым шпатом в идиоморфных кристаллах микро- и криптопертитового строения (такого же

типа, как в среднезернистых сиенитах Бол. Семеновки), в промежутках между которыми располагаются разложенный темноцветный минерал, либнерит и прозрачный новообразованный альбит. Количество либнерита в породе достигает 30%. Есть сиениты, совершенно лишенные его. В таких случаях пространство между кристаллами полевого шпата выполнено альбитовым агрегатом. Альбит часто замещает калинатровый полевой шпат, сечет его в виде жилок.

На контакте с девонскими эффузивами сиениты становятся несколько более мелкозернистыми. В них появляется флюорит.

Сиениты Тулуяльского массива секутся дайками либнеритовых микросиенитов и более поздними дайками одинитов и альбитизированных порфиритов.

Макарацкий сиенит-габбровый массив. Расположен за пределами Талановского грабена, в 30 км севернее его. Залегает он частью среди карбонатных и вулканических пород рифея и кембрия, частью среди диабазовых и андезитовых порфиритов предположительно девонского возраста. Площадь массива около 4 кв. км.

Отнесение Макарацкого массива к девонским образованиям основано на следующих соображениях: он рвет проблематичный девон, а сиениты массива обнаруживают большое сходство с сиенитами Большесеменовского и Тулуяльского интрузивов. Это сходство и является причиной того, что мы описываем Макарацкий массив в одной группе интрузивных образований с Большесеменовским и Тулуяльским интрузивами. Достаточно своеобразны также габбро Макарацкого массива. Они не походят на типичные раннепалеозойские габбро центральной части Мартайги и вместе с тем обнаруживают некоторое сходство с девонскими габбро севера Кузнецкого Алатау.

Макарацкий массив изучался нами в разрезе по р. Кия, в левом борту которой он вскрыт на расстоянии 650 м. Северная часть массива в этом разрезе сложена офитовыми габбро, южная — сиенитами. Габбро представляют собой крупнозернистые породы с величиной зерна до 1 см. В их состав входят лабрадор № 60—65, клинопироксен ($+2V = 54—56^\circ$; $Ng = 1,710$), редкие зерна рудного минерала, апатит. Иногда встречаются зерна разложенного оливина. Общее содержание темноцветных минералов в породе 40—50%.

Очень характерно строение габбро. Они обладают резко выраженной габбро-офитовой структурой. Плаггиоклаз в них образует широкотаблитчатые идиоморфные кристаллы, цементируемые совершенно ксеноморфными зернами клинопироксена. С такой структурой габбро в раннепалеозойских габбровых массивах Мартайги мы нигде не встречались. Вместе с тем сходная структура обнаруживается, например, в габбро девонского Кия-Шалтырского интрузива, в габбро и монцонитах района Бол. Семеновки.

В макарацких габбро наблюдаются многочисленные жилки и резе гнезда розовых сиенитов, количество которых увеличивается по мере движения к южной части массива. Жилки имеют мощность от долей до 50 см и иногда даже до 1 м. Они очень невыдержаны по простиранию и мощности, быстро выклиниваются, ветвятся. Ориентировка их самая различная. Нередко они образуют в габбро густую сеть. В контактах с жилками сиенитов габбро, как правило, альбитизируются, приобретая при этом розовую окраску. Местами в них появляется калинатровый полевой шпат.

На расстоянии 350—400 м от северного конца массива в разрезе по р. Кия габбро с обильными инъекциями сиенитового материала постепенно сменяются розовато-зелеными крупнозернистыми альбитизированными и частично сиенитизированными габбро. Они сохраняют габбро-офитовую структуру, но пироксен в них в большинстве случаев разложен, будучи замещенным хлоритом и кальцитом. Плаггиоклаз альбитизирован.

Средние химические составы среднелазолевых габбро, сенигтов и гранитов центральной части Маргайги

Оксиды, ха- рактеристики	1 (n=18)		2		3		4 (n=2)		5		6 (n=3)		7 (n=7)		8		9		
	\bar{X}	S	n=1	n=1	n=1	n=1	\bar{X}	n=1	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	n=1	n=1	n=1	n=1	
SiO ₂	49,61	2,00	58,83	53,50	60,56	58,14	58,59	0,79	59,12	1,11	67,70	71,44							
TiO ₂	1,31	0,63	0,32	1,40	0,41	0,38	0,24	0,09	0,31	0,11	0,24	0,20							
Al ₂ O ₃	16,39	3,29	21,38	18,39	19,00	21,75	21,09	0,08	20,63	1,21	15,45	13,68							
Fe ₂ O ₃	5,34	2,07	6,85	2,50	6,13	4,73	3,88	0,96	5,07	1,47	3,77	1,07							
FeO	5,70	1,67	0,51	7,45	0,59	1,27	2,48	2,10	1,49	1,55	1,31	2,46							
ΣFeO	10,50	2,45	6,68	9,70	6,11	5,53	5,97	1,28	6,05	0,91	4,70	3,42							
MnO	0,14	0,03	0,11	0,21	0,17	0,09	0,10	0,02	0,12	0,04	0,08	0,07							
MgO	5,33	1,53	0,14	3,13	0,41	0,05	0,43	0,05	0,33	0,17	0,10	0,41							
CaO	11,53	2,32	0,41	6,53	0,32	0,59	0,84	0,54	0,60	0,39	0,42	0,98							
Na ₂ O	3,58	0,61	6,45	4,39	6,50	6,46	5,99	0,70	6,27	0,51	6,17	5,39							
K ₂ O	0,94	0,49	4,91	2,12	5,82	6,38	6,31	1,48	5,98	1,04	4,73	4,42							
P ₂ O ₅	0,14	0,07	0,09	0,39	0,07	0,15	0,08	0,05	0,09	0,04	0,02	0,03							
a	9,3	1,76	20,9	13,1	22,6	23,4	22,2	3,82	22,3	2,33	19,9	17,3							
b	6,4	1,86	0,5	6,1	0,4	0,7	1,0	0,64	0,7	0,47	0,1	0,1							
b'	26,9	5,98	12,8	17,1	8,4	9,6	10,3	3,33	10,0	2,42	5,0	4,8							
b''	26,9	5,98	6,6	17,1	6,6	5,4	6,5	1,16	6,4	0,81	5,0	4,8							
f'	39	6,36	49	56	70	55	57	7,60	60	10,66	89	65							
m'	34	7,98	2	32	8	1	7	1,95	6	3,37	3	14							
n	85	6,18	67	75,8	63	61	59	3,26	62	3,72	66	66							
Q	-10,0	2,96	-10,6	-4,9	-8,4	-15,1	-12,6	6,81	-11,5	4,68	+10,2	+20,9							
d	0,43	0,06	0,74	0,52	0,89	0,80	0,79	0,13	0,82	0,09	0,99	0,98							
α	30,3	5,93	2,3	31,8	1,7	3,0	4,7	3,48	3,2	2,45	0,6	0,7							
F	53,9	7,40	96,3	63,5	89,0	98,4	88,4	1,78	91,2	4,73	96,3	82,3							

Примечание. 1 — габбро и 2 — сенигты Макарацкого массива; 3 — габбро-монциты и 4 — сенигты Большесеновского массива; 5 — сенигты Тулугольского массива; 6 — сенигты мелких тел Талановского грабена; 7 — средний состав сенигтов по всем массивам; 8 — микрограносиенит-порфир и 9 — гранит Талановского грабена.
Источники анализов: В. З. Мустафин, В. К. Черепин [1971], В. Н. Довгаль [1974], О. И. Никонов.

По нему развиваются соссюрит или серицит. В части этих пород отмечается тонкопертитовый калинатровый полевой шпат. Альбитизированные и частично сиенитизированные габбро прослеживаются вдоль Кии на расстоянии 200—250 м. Затем наблюдается перерыв в обнажениях протяженностью в 150 м, после чего следуют крупнозернистые сиениты, слагающие южную часть Макарацкого массива.

Эти породы состоят из щелочного полевого шпата и мелкочешуйчатой зеленой в образце и бесцветной в шлифе слюды, к которой часто примешиваются тонко рассеянные окислы железа и карбонат. Слюда или образует скопления в промежутках между кристаллами полевого шпата, подобные скоплениям либнерита в большесеменовских и тулузюльских сиенитах, или слагает агрегаты, более или менее изометричными очертаниями напоминающие псевдоморфозы по нефелину. Вполне возможно, что слюда макарацких сиенитов тоже представляет собой развивающийся по нефелину либнерит.

В жилках, секущих габбро, сиениты обладают несколько иным составом. Они имеют мелкозернистую структуру и сложены призматическим зернистым агрегатом вытянутых микро- и криптопертитовых кристаллов щелочного полевого шпата, густо-зеленой роговой обманки в количестве 10—15%, эпидотом и рудным минералом. Роговая обманка в большинстве случаев замещена хлоритом.

Породы Макарацкого массива секутся редкими дайками диабазов. В сиенитах есть зоны милонитизации мощностью 7—10 м.

Среднепалеозойские гранитоиды Талановского грабена. Представлены они немногочисленными дайками микрограносиенит-порфиров, дайками, и, возможно, мелкими штоками среднезернистых гранитов и граносиенитов.

Микрограносиенит-порфиры в образце представляют собой бурые тонко- и мелкозернистые порфировые породы. Состоят из вкрапленников кислого плагиоклаза (не выше № 12) и пертита, заключенных в существенно кварц-полевошпатовую основную массу, сложенную альбитом, пертитом, кварцем (до 20%), тонко рассеянным рудным минералом, серицитом, хлоритом. Дают переходы к кварцевым и бескварцевым микросиенит-порфирам.

Среднезернистые граниты и граносиениты состоят из грубопертитового калинатрового полевого шпата, кварца (15—25%), редких чешуек биотита и хлоритизированной роговой обманки.

С химическими особенностями среднепалеозойских габбро, сиенитов и гранитов центральной части Мартайги можно познакомиться в табл. 31. Габбро в ней представлены средним анализом этих пород Макарацкого массива и одним анализом габбро-монцонита из интрузивного тела района Бол. Семеновки. Макарацкие габбро принадлежат к классу мезократовых умереннощелочных высоконатровых низкотитанистых пород. Анализ большесеменовского габбро-монцонита ложится в поле умереннощелочного высоконатрового низкотитанистого меланодиорита.

Средний химический состав сиенитов Талановского грабена близок среднему составу щелочного сиенита по Дэли с некоторым отклонением в сторону нефелинового сиенита. Сиениты принадлежат к классу меланократовых умеренновысокощелочных калинатровых пород.

Химические анализы гранитоидов тоже отвечают щелочным типам этих пород по Дэли.

СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ

Трахибазальт-базальтовая (меланотрахит-трахибазальтовая) ассоциация. Эту ассоциацию, объединяющую в себе эффузивы раннего — среднего девона и близкие им по составу субвулканические породы в форме силлов и даек, именуют также базальт-трахитовой (Скобелев Ю. Д.,

1963а], оливин-базальтовой [Турченко Г. П., 1975] и т. д. И. В. Лучицкий [1960] включает эту ассоциацию в «горячитовую формацию». Изучением ассоциации занимались И. П. Рачковский [1912], А. Н. Чураков [1932], И. К. Баженов [1945, 1963], И. В. Лучицкий [1959, 1960, 1966], М. Г. Бергер [1961, 1962], Ю. Д. Скобелев [1963б, г], Л. С. Бородин и В. С. Гладких [1967]; В. С. Гладких [1971], Г. П. Турченко [1975], В. Н. Кяргин, Г. М. Еханин, С. Л. Демидов, Н. А. Охалкин и многие другие.

Сложена трахибазальт-базальтовая ассоциация породами основного и среднего состава нормальной и повышенной щелочности. Резко выраженный щелочной уклон она имеет на самом северо-востоке Кузнецкого Алатау в бассейнах рек Урюп, Базыр, Берешь, Печище. Здесь развиты разнообразные диабазы и базальты (безоливиновые, оливиновые, нефелиновые, нефелин-анальцимовые и др.), нефелиниты, андезитовые порфириты, трахиандезиты, фолониты, ортофиры. Преобладают основные породы, составляющие в отдельных разрезах от 60 до 90% объема девонских вулканитов ([Бородин Л. С., Гладких В. С., 1967; Турченко Г. П., 1975] В. Н. Кяргин, Г. М. Еханин).

В районах, расположенных юго-восточнее (Копьевский купол) и южнее (Саралинский грабен) описываемой территории, количество щелочных пород в девонской вулканогенной толще заметно сокращается, но в ее составе по-прежнему доминируют базальтовые вулканиты. В Копьевском куполе на их долю приходится не менее 50—70% мощности разреза. Остальное составляют лавы и туфы нормальных и ощелоченных андезитовых и андезито-базальтовых порфиритов, ортофиров. Среди базальтовых вулканитов имеются трахибазальты, эссексит-диабазы, анальцимовые диабазы.

В Саралинском грабене базальтовый состав имеют практически все вулканиты в разрезе по р. Сарала. Мощность этого разреза равна, по данным Г. П. Турченко [1975], 2,5 км. 85% мощности разреза приходится на лавы базальтового и трахибазальтового состава, 15% — на осадочные и пирокластические породы. В других частях грабена в небольшом количестве известны трахитовые порфиры.

Химический состав пород трахибазальт-базальтовой ассоциации показан в табл. 32. Он приведен 1) для пород бассейнов рек Урюп, Базыр, Берешь, Печище, 2) для пород Саралинского грабена и 3) для всей ассоциации в целом.

В бассейне рек Урюп, Базыр, Берешь, Печище базитовые вулканиты принадлежат к классу меланократовых умереннощелочных высоконатровых низкотитанистых пород. Щелочносалические вулканиты попадают в меланократовый, умереннощелочной, натровый класс. 72—94% их (38 анализов из 44) имеют характеристику a выше 15. Средний состав щелочносалических вулканитов близок среднему составу трахиандезита по Дэли.

В Саралинском грабене базитовая группа относится к неопределенному по уровню меланократовости умереннощелочному высоконатровому неопределенному по уровню титанистости классу. Щелочносалические вулканиты охарактеризованы здесь всего лишь пятью анализами, поэтому статистическая оценка их принадлежности к какому-либо классу пород невозможна. На видоизмененной диаграмме А. Н. Заварицкого все пять анализов ложатся в поле умереннощелочных пород, в область трахитов. Средний состав этих вулканитов близок среднему составу трахита по Дэли.

В целом девонские вулканиты трахибазальт-базальтовой ассоциации и в базитовой, и в щелочносалической частях характеризуется принадлежностью к тем же петрохимическим классам, что и вулканиты бассейнов рек Урюп, Базыр, Берешь и Печище.

Кия-Шалтырский щелочной сиенит-габбровый комплекс. Этот комплекс включает в себя Кия-Шалтырский, Кургусульский, Горячегорский, Батанаюльский, Семеновский, Черемушинский интрузивы, массивы гор

Средние химические составы девонских вулканитов северо-восточной части Кузнецкого Алатау

Оксиды, характерис- тики	Вас. р. Урюп, Вазыр, Печище				Саралинский грабен				Среднее для ассоциации			
	1 Баз. (n=80)		2 Салг. (n=44)		3 Баз. (n=21)		4 Салг. (n=5)		5 Баз. (n=111)		6 Салг. (n=49)	
	\bar{x}	S	\bar{x}	S	\bar{x}	S	\bar{x}	S	\bar{x}	S	\bar{x}	S
SiO ₂	46,45	2,69	53,24	5,20	51,49	4,56	63,62	2,44	47,53	4,01	54,87	6,17
TiO ₂	1,37	0,31	0,73	0,33	1,61	0,39	0,78	0,43	1,48	0,47	0,72	0,34
Al ₂ O ₃	17,71	2,15	21,20	3,66	16,79	2,60	17,45	2,12	17,30	2,60	20,59	3,73
Fe ₃ O ₃	6,73	2,47	5,00	1,44	6,00	2,68	5,31	2,92	6,50	2,34	5,09	1,59
FeO	5,39	1,47	3,67	1,42	4,99	2,41	1,08	0,27	5,23	1,86	3,23	1,65
Σ FeO	11,44	2,23	8,17	1,46	10,39	2,33	5,85	2,55	11,08	2,28	7,81	1,73
MnO	0,14	0,12	0,20	0,19	0,14	0,06	0,05	0,02	0,15	0,11	0,18	0,19
MgO	6,07	1,59	1,62	1,14	5,73	2,06	0,71	0,31	6,05	2,77	1,46	1,42
CaO	11,35	2,04	4,95	2,36	8,25	1,39	2,09	1,35	10,65	2,61	4,44	2,50
Na ₂ O	3,36	0,98	6,28	2,23	3,65	0,92	5,10	1,01	3,40	1,15	6,18	2,08
K ₂ O	1,22	0,59	2,93	1,61	1,23	0,45	3,12	1,64	1,36	0,75	3,06	1,60
P ₂ O ₅	0,22	0,28	0,17	0,29	0,12	0,12	0,09	0,04	0,35	0,56	0,18	0,31
a	9,5	3,46	18,3	4,54	9,9	1,99	16,7	1,50	9,6	3,23	18,1	4,34
c	7,1	1,99	4,1	3,82	6,4	1,95	1,8	0,99	7,0	1,99	3,9	3,70
b	28,1	7,20	13,6	5,0	23,5	4,54	10,0	3,36	27,2	7,00	13,2	4,96
b'	28,1	7,20	11,9	3,77	23,5	4,54	7,4	3,54	27,2	7,00	11,5	3,96
f'	42	12,41	61	15,75	43	8,98	56	14,96	42	11,82	60	15,58
m'	36	9,54	19	11,99	41	10,53	12	3,87	37	9,90	18	11,61
n	79	8,72	75	11,39	81	7,48	74	13,04	79	8,51	75	11,43
Q	-15,8	9,53	-14,6	14,70	-5,8	9,45	+7,8	6,01	-13,9	10,26	-12,3	15,59
d	0,40	0,12	0,67	0,23	0,44	0,10	0,74	0,09	0,41	0,42	0,68	0,22
α	43,8	11,91	18,4	18,44	39,1	9,18	9,7	5,33	42,9	11,55	17,5	17,72
F	52,9	12,56	77,0	12,39	51,3	11,33	81,7	6,70	52,6	12,31	77,4	11,98

Примечание. Источники анализов: И. К. Баженов [1945, 1963], И. В. Луничкин [1960, 1966], Л. С. Воронин, В. С. Гладких [1967], В. Л. Хомичев [1975], М. А. Амосов, В. Н. Довгаль, В. Н. Кяргин, Ю. В. Макаров, Н. А. Охалкин, А. Я. Ярман и др.

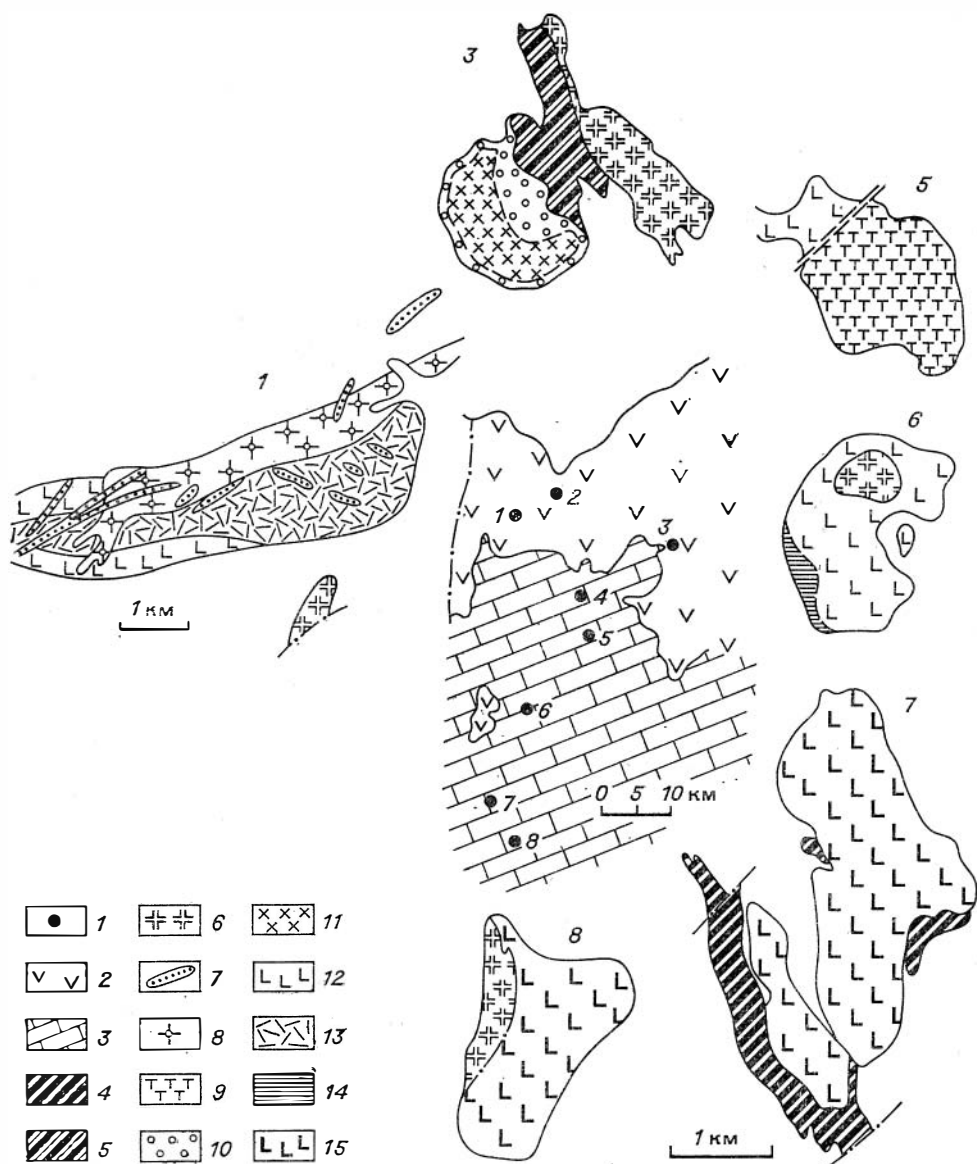


Рис. 30. Схема геологического строения массивов кия-шалтырского комплекса (по В. Г. Михалеву [1962], Р. Н. Ивашкиной [1963], Е. Д. Андреевой [1968], А. А. Митякину [1971], А. И. Мостовскому, А. М. Прусевичу и др.).

1 — местоположение массивов кия-шалтырского комплекса (1 — Батанаюльский; 2 — Семеновский (карта массива отсутствует); 3 — Горячегорский; 4 — Черемушинский (карта массива отсутствует); 5 — Кургусульский; 6 — Белогорский; 7 — Кия-Шалтырский; 8 — горы Дедовой); 2 — вулканиды девона; 3 — отложения рифея—раннего палеозоя; 4 — уртиты; 5 — полевошпатовые уртиты; 6 — нефелиновые сиениты; 7 — щелочные сиениты; 8 — нефелиновые монцититы; 9 — сиенито-иполиты; 10 — тералитосиениты; 11 — лейкократовые тералиты; 12 — тералиты; 13 — берешиты; 14 — мельтейгиты; 15 — габбро, участками тералиты.

Дедовой и Белой. Эти интрузивы хорошо описаны в литературе, тем не менее мы все же остановимся на их характеристике, поскольку без привлечения данных по этим интрузивам невозможно представить себе полную картину в Кузнецком Алатау субщелочного и щелочного магматизма (рис. 30).

Кия-Шалтырский интрузив изучался и описывался А. М. Прусевичем [1957, 1974], А. Н. Сухариной [1957], Е. Д. Андреевой [1962, 1968], А. В. Бозиным [1962, 1968], А. В. Ключкиной и др. [1963], М. П. Коргу-

совым [1967б], А. И. Мостовским [1971, 1972], Б. В. Дроздовым [1977] и др. Нами характеристика интрузива будет дана по А. И. Мостовскому [1971, 1972].

Интрузив сложен габбро и уртитам. Имеет форму штока. Залегает среди существенно карбонатных пород раннего кембрия. Площадь интрузива равна 1,8 кв. км. 80% этой площади приходится на долю габбро, 20% — на долю уртитов.

По мнению большинства исследователей, формирование массива началось с внедрения габбро, затем интродировали уртиты, в заключение — дайки ийолитов, камптонитов, диабазов, щелочных и нефелиновых сиенитов. Есть геологи, которые считают, что уртиты являются образованиями более ранними, чем габбро [Дроздов Б. В., 1977].

Габбро интрузива состоят из плагиоклаза № 50—80, титанавгита, оливина, баркевикита, биотита, рудного минерала, апатита. Среднее содержание плагиоклаза равно 51%, пироксена — 39%, оливина — 8%, баркевикита и биотита — 0,6%, рудного минерала — 2%.

Габбро в пределах массива несколько меняются по составу и структуре. А. И. Мостовской, например, подразделяет их, в основном по структурному признаку, на неравномернозернистые, трахитоидные, порфировидные и др. В эндоконтакте габбро сменяются кое-где пироксенитами и габбропироксенитами. В контакте с уртитам и в некоторых других участках массива они нефелинизируются, превращаясь в тералиты. По А. В. Ключиной и др. (1963) и А. М. Прусевичу (1974), тералиты занимают не менее 30—40% площади габбрового тела.

Уртиты Кия-Шалтырского интрузива состоят из нефелина (не менее 75%) и титанавгита. В качестве примесей присутствуют эгирин-авгит, баркевикит, биотит, апатит, рудные минералы. Довольно широко развиты вторичные минералы, такие как канкринит, содалит и др. В контакте с габбро в урритах появляется плагиоклаз, и они переходят в плагиоклазовые урриты. В контакте с карбонатными породами урриты кое-где сменяются кальцит-гранатовыми урритами, ийолитурритами и ийолитами.

Массив горы Дедовой описан Е. Д. Андреевой [1968], А. И. Мостовским и др. Расположен в нескольких километрах юго-восточнее Кия-Шалтырского интрузива. Имеет овальные очертания. По форме залегания представляет собой наклоненный шток. Залегает среди порфиритов раннего кембрия.

Согласно Е. Д. Андреевой [1968], массив сложен габбро, которые занимают 85% его площади. Остальное составляют фойяиты и изредка мариуполиты. Габбро в центральной части массива представлены крупнозернистыми лейкократовыми трахитоидными разновидностями, в краевых — неравномернозернистыми мелкозернистыми, порфировидными, такситовыми и полосчатыми типами. Фойяиты известны в западном и южном контактах. В первом случае они слагают линзовидное тело субмеридионального простирания с крутыми контактами, во втором — дайку. Внедрение фойяитов происходило после габбро.

Габбро состоят из плагиоклаза (18—80%), титанавгита (6—50%), в части пород — оливина (до 20%), роговой обманки, биотита (до 25%), апатита, титаномagnetита. В эндоконтактах массива габбро катаклазированы, разбиты многочисленными трещинами, нефелинизированы.

Фойяиты состоят из калиевого полевого шпата (5—72%), нефелина (7—24%), альбита (до 17%), титанистого авгита (0—11%), гадингсита (0—27%), титаномagnetита, апатита, сфена. По составу темноцветных минералов они делятся на пироксеновые, пироксен-роговообманковые и роговообманковые. В фойяитах из дайки в южной части массива присутствуют иттрийсодержащий гранат, циркон, эдидалит, ортит и некоторые другие акцессории. Эти фойяиты относятся к роговообманковым разновидностям. Они в основном имеют пегматоидную структуру и формировались, по-видимому, позднее фойяитов линзовидного тела.

Белогорский массив кратко описан В. Г. Михалевым [1969], А. И. Мостовским и др. Представляет собой небольшое штокообразное тело, залегающее среди эффузивно-осадочных отложений раннего кембрия. Сложен массив на 82% тералитами, среди которых в северной части интрузива картируется небольшое поле нефелиновых сиенитов. В западном эндоконтакте обнажается полоса мельтейгитов.

Кургусульский массив описан Р. Н. Ивашкиной [1963], Е. Д. Андреевой [1968], В. Г. Михалевым [1969]. Это овально очерченный в плане шток, залегающий среди мраморов кембрия. Согласно Р. Н. Ивашкиной, массив в северной части состоит из тералитов и эссекситов, в южной — из более поздних порфировидных сиенитойолитов (фойяитов по Е. Д. Андреевой или уртитосиенитов по В. Г. Михалеву). Сиенитойолиты в центре интрузива обладают трахитоидной текстурой, по периферии они трахитоидность теряют. В контакте иногда появляются мелкозернистые разновидности этих пород. В массиве имеются дайки титан-авгитовых ийолит-порфиров, сиенитойолитовых порфиров и пикритов.

Тералиты состоят из андезина (в среднем 56%), нефелина (25%), салита (8%), баркевикит-гастингсита (7%), биотита (0,5%), апатита (2%), рудного минерала. В состав эссекситов входят андезин (50%), нефелин (19%), ортоклаз (13%), салит (14%), баркевикит-гастингсит (3%), апатит (1%), рудный минерал. Сиенитойолиты сложены нефелином (44—47%), калишпатом (34—36%), олигоклазом (0,6—3%), эгирин-авгитом (8,5—12,5%), баркевикит-гастингситом (3,5—6,5%), рудным минералом, апатитом.

Горячегогорский массив. Это один из наиболее широко известных интрузивных массивов Кузнецкого Алатау, сведения о котором содержатся в работах И. П. Рачковского [1923], Ю. А. Кузнецова [1933], И. К. Баженова [1945, 1963], И. В. Лучицкого [1959, 1960], М. Г. Бергера [1961], А. В. Бозина [1968], В. Г. Михалева [1962, 1969]; и др.

Массив имеет небольшие размеры, штокообразную форму. Залегает среди раннедевонских вулканитов. Согласно В. Г. Михалеву [1962], в массиве устанавливаются четыре основные группы пород: лейкократовые тералиты (горячениы, по И. В. Лучицкому), составляющие 33% площади массива, тералитосиениты (11%), полевошпатовые уртиты (23%), нефелиновые сиениты (33%). Нефелиновые сиениты занимают восточную часть массива, полевошпатовые уртиты — центральную, лейкократовые тералиты — западную. Тералитосиениты являются связующим звеном между тералитами и уртитам. Формирование интрузива началось с внедрения тералитов, затем следовали уртиты, за ними — нефелиновые сиениты. Рвущие взаимоотношения между этими породами оказались, однако, в большинстве случаев затупеваны процессами метасоматоза и взаимодействия магм с более ранними образованиями. Завершалось становление массива внедрением даек нефелин-сиенитовых порфиров, тингуаитов, тералитовых порфиритов, берешитов, щелочных аплитов и пегматитов.

Лейкократовые тералиты Горячегогорского интрузива состоят из нефелина (в среднем 56%), плагиоклаза № 40—85 (24%), титан-авгита (12%), оливина (3%), рудного минерала (2%), авгита, эгирина, щелочного амфибола, биотита, апатита (доли % каждого). В состав тералитосиенитов входят нефелин (61%), средний плагиоклаз (22%), калишпат (1%), эгирин-авгит (7%), в незначительном количестве титан-авгит, оливин, рудный минерал, апатит. Полевошпатовые уртиты в качестве главных минералов содержат нефелин (61%), кислый плагиоклаз (7%), калинатровый полевой шпат (7%), эгирин-авгит (11%), эгирин (2%). Нефелиновые сиениты по составу подразделяются на аплитовидные (нефелин — 25%, полевой шпат — 63%, акцессории) и эгириновые нефелиновые сиениты (нефелин — 30%, полевой шпат — 51%, эгирин — 13% и пр.). Дайковые породы содержат нефелина от 0% (щелочные пегматит-аплиты) до 70% (берешиты).

Батанаюльский массив изучался М. В. Ворошиловым, Р. Н. Ивашкиной, Ю. Д. Скобелевым (1963 г.), А. А. Митякиным [1971б и др.]. Согласно А. А. Митякину, он имеет форму пластообразного линейно-вытянутого тела длиной более 5 км и шириной 0,6—1,5 км. Залегает среди вулканитов раннего — среднего девона. В состав массива входят берешиты, тералит-порфиры, нефелиновые монцитоны. Они рвутся дайками щелочных и субщелочных сиенитов, тералит-порфиров, диабазов и долеритов.

По Ю. Д. Скобелеву (1963 г.), батанаюльские берешиты — излившиеся образования, слагающие пачку из девяти покровов.

Семеновский массив располагается недалеко от Батанаюльского, залегая так же — среди вулканитов девона. Имеет площадь около 6 кв. км. По А. А. Митякину [1971а], массив представляет собой серию сближенных в пространстве близповерхностных штоков, силлов и даек. Состоит из продуктов пяти фаз внедрения (от ранних к поздним): 1) мельтейгитов и берешитов, 2) тералито-порфиров и тералитомонцитонов, 3) нефелиновых монцитонов и нефелиновых сиенитов, 4) долеритов, 5) известково-щелочных и щелочных сиенитов.

Черемушинский массив. Изучен А. А. Митякиным [1976в]. По описаниям этого автора он имеет форму штока, вытянутого в северо-восточном направлении. Площадь массива 1,25 кв. км. Залегает среди пород рифея и кембрия. Имеет трехфазное строение. К первой фазе относятся долериты, ко второй — мельтейгиты, к третьей — нефелиновые сиениты.

Долериты состоят из битовнита (50%), титан-авгита (45%), керсутита, апатита, магнетита. Мельтейгиты имеют порфировую структуру. Вкрапленники в них представлены нефелином (10% объема породы) и пироксеном (тоже 10%). Основная масса на 55% сложена нефелином и на 40% титанавгитом с оторочками эгирин-авгита. Нефелиновые сиениты состоят из нефелина (40%), калишпата (20%), андезина (8%), авгита и эгирин-авгита (8%), арфведсонита (14%), оливина (3%), канкринита, акцессориев.

В массиве широко проявился калиевый метасоматоз, приведший местами к возникновению почти мономинеральных калишпатовых пород.

Средние химические составы пород девонских интрузивных массивов северо-восточной части Кузнецкого Алатау показаны в табл. 33. В таблице содержатся данные по Кия-Шалтырскому, Дедовогорскому, Кургусульскому и Горячегорскому интрузивам.

Анализ химического материала по этим интрузивам показывает, что средние составы габбро Кия-Шалтырского и Дедовогорского интрузивов в пересчете на числовые характеристики А. Н. Заварицкого близки среднему типу безоливинового габбро по Дэли. Кия-Шалтырские габбро принадлежат к классу мезократовых неопределенных по уровню щелочности и титанистости высоконатровых высокоглиноземистых пород. Средний состав габбро горы Дедовой ложится в поле лейкократовых низкощелочных высоконатровых пород. Обнаруживает низкую титанистость и высокую глиноземистость.

Средний химический состав габброидов Кургусульского массива близок среднему составу эссексита. На видоизмененной диаграмме А. Н. Заварицкого он попадает в поле лейкократовых умереннощелочных высоконатровых пород. Имеет низкую титанистость и высокую глиноземистость. Сиенитоиды Кургусульского массива относятся к классу меланократовых высокощелочных натровых пород.

Средний состав лейкократовых тералитов (горячитов) Горячегорского интрузива близок среднему составу этих пород по Дэли.

Лейкократовые тералиты принадлежат к классу лейкократовых умеренновысокощелочных высоконатровых высокоглиноземистых низкотитанистых пород. Нефелиновые сиениты и полевошпатовые уриты Горячегорского интрузива являются меланократовыми умеренновысокощелочными натровыми породами.

Средний химический состав пород кня-шалтырского комплекса

Оксиды, характеристика	Кня-Шалтырский массив		Горы Дедово		Кургусульский		Горячегорский						Среднее по всем массивам							
	1 (n=19)		3 (n=2)		4 (n=2)		5 (n=2)		6 (n=8)		7 (n=20)		8 (n=13)		9 (n=43)		10 (n=24)		11 (n=4)	
	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S
SiO ₂	45,99	1,43	42,64	49,59	57,81	46,62	50,67	1,43	45,71	1,84	50,90	4,42	46,06	1,77	51,06	4,08	68,20	2,86	68,20	2,86
TiO ₂	4,46	0,48	0,36	0,86	0,13	0,71	0,37	0,13	0,87	0,27	0,41	0,13	1,12	0,48	0,37	0,14	0,81	0,36	0,81	0,36
Al ₂ O ₃	20,36	1,79	29,42	20,27	23,56	20,91	22,51	0,96	22,47	1,95	22,37	3,12	21,36	2,15	22,81	2,73	14,68	1,36	14,68	1,36
Fe ₂ O ₃	3,06	1,72	1,44	1,96	1,08	3,32	2,36	1,06	4,59	1,29	5,02	1,86	3,73	1,66	3,66	2,14	6,00	2,15	6,00	2,15
FeO	6,52	1,64	3,19	5,70	1,76	5,39	4,04	1,01	6,60	1,58	4,23	1,05	6,47	1,55	3,92	1,18	1,00	0,75	1,00	0,75
ZrFeO	9,28	1,75	4,49	7,47	2,73	8,37	6,17	0,64	10,73	1,46	8,73	2,01	9,83	1,68	7,21	2,47	6,41	1,26	6,41	1,26
MnO	0,14	0,06	—	0,10	0,04	0,16	0,11	0,06	0,18	0,10	0,20	0,12	0,16	0,08	0,15	0,11	0,16	0,13	0,13	0,13
MgO	5,12	1,51	1,0	6,10	0,18	3,80	1,83	0,65	1,46	0,73	0,72	0,44	3,40	2,19	1,06	0,75	0,40	0,32	0,40	0,32
CaO	13,49	4,77	7,47	12,33	4,87	12,22	4,92	0,68	9,91	1,47	4,27	1,90	11,71	2,40	4,42	1,76	0,36	0,21	0,36	0,21
Na ₂ O	2,96	0,71	11,30	2,29	7,97	4,35	8,28	0,50	6,21	1,61	8,89	2,04	4,51	2,05	8,71	1,64	7,48	0,89	7,48	0,89
K ₂ O	0,73	0,24	3,16	0,79	5,60	1,64	4,70	0,61	1,85	0,87	2,64	1,85	1,30	0,82	3,60	1,80	0,75	1,13	0,75	1,13
P ₂ O ₅	0,17	0,18	—	—	—	0,87	0,20	0,14	0,13	0,27	0,34	0,68	0,18	0,27	0,25	0,51	0,1	0,07	0,1	0,07
a	8,0	1,89	31,7	6,4	26,2	12,7	25,6	1,85	17,4	3,27	23,8	3,17	12,5	5,42	24,9	3,04	16,8	1,74	16,8	1,74
c	10,4	1,94	5,3	11,0	2,3	8,5	2,6	0,79	7,4	2,57	2,9	3,44	8,9	2,68	2,9	2,59	0,4	0,24	0,4	0,24
b	25,3	3,75	10,8	23,0	4,3	22,4	12,7	2,10	19,1	3,43	12,5	3,28	22,2	4,68	11,8	3,54	7,8	1,02	7,8	1,02
b'	25,3	3,75	10,8	23,0	3,0	22,4	12,7	2,10	19,1	3,43	11,8	3,09	22,2	4,68	11,4	3,65	6,6	1,13	6,6	1,13
f'	37	7,07	43	32	60	41	48	4,65	59	9,30	69	12,93	47	13,70	60	14,38	77	15,83	77	15,83
m'	36	7,12	16	48	6	30	24	4,92	14	5,10	10	4,68	26	13,16	15	8,48	8	6,12	8	6,12
n	86	3,30	84,5	80,7	68,4	79	73	1,99	83	7,98	83	13,21	84	6,17	78,5	11,23	94	8,80	94	8,80
Q	-13,7	3,94	-63,9	-4,6	-20,4	-20,9	-35,6	4,86	-29,9	8,10	-31,0	11,03	-21,1	10,54	-33,0	11,43	+15,8	8,27	+15,8	8,27
d	0,28	0,07	0,75	0,23	0,81	0,42	0,83	0,05	0,55	0,14	0,80	0,19	0,41	0,17	0,81	0,14	0,89	0,04	0,89	0,04
α	56,07	8,65	14,4	37,0	8,2	40,4	9,3	2,91	30,0	11,20	10,0	12,63	43,8	16,72	10,0	9,34	2,5	1,76	2,5	1,76
F	50,9	7,77	71,6	41,1	90,9	56,0	66,2	6,30	81,2	6,16	87,3	6,59	64,8	17,07	79,9	12,07	86,7	8,83	86,7	8,83

Примечание. 1 — габбро; 2 — ургиты (средний состав по А. И. Мостовскому); 3 — габбро; 4 — нефелиновые сиениты; 5 — гералиты; 6 — нефелиновые сиениты (сиенитойлиты по Р. Н. Ивашкиной); 7 — лейкократовые гералиты (горчичты); 8 — полевошпатовые ургиты и нефелиновые сиениты; 9 — габбро и гералиты; 10 — ургиты и нефелиновые сиениты (средний состав ургита по Кыйскому Шалтыро принят за один анализ); 11 — кварцевые плагиопофиды. Источники анализов: И. К. Важенков [1945], И. В. Лучицкий [1960], Р. Н. Ивашкина [1963], В. Л. Хомичев [1975], А. В. Бозин, В. Н. Довгаль, А. И. Мостовский.

Среди девонских магматических образований северо-востока Кузнецкого Алатау в незначительном количестве имеются кислые породы кварц-сиенитового и граносиенитового состава. Нам такие породы приходилось наблюдать несколько западнее д. Солдаткино по рч. Кудудет. Впоследствии они были изучены и описаны В. И. Богнибовым [1974].

Представлены они здесь кварцевыми микросиенит-порфирами и граносиенит-порфирами, которые образуют крупные дайки, залегающие в поле развития основных вулканитов раннего девона. Дайки имеют юго-восточное и северо-восточное простирание. Мощность их меняется от нескольких до 200—300 м.

Состоят микросиенит-порфиры и граносиенит-порфиры из вкрапленников альбита и пертита (15—20% объема породы), погруженных в основную массу, сложенную удлиненными или изометричными кристаллами альбита и калишпата, кварцем, обильной сыпью тонкорассеянных окислов железа, серицитом, хлоритом, мелкими зернами магнетита, апатита, рутила. Количество кварца в породе равно 3—10%, но иногда повышается до 15—20%. Кварцевые микросиенит-порфиры и граносиенит-порфиры сопровождаются дайками аналогичных по составу, но лишенных кварца микросиенит-порфирами.

Средний химический состав кварцевых микросиенит-порфиров и граносиенит-порфиров района д. Солдаткино показан в табл. 33.

Возраст кварцевых микросиенит-порфиров и граносиенит-порфиров не выходит за пределы возраста девонской вулканогенной толщи [Богнибов В. И., 1974], хотя, возможно, и близок к его верхнему пределу.

БАТЕНЕВСКАЯ ЗОНА

Трахибазальт-трахиандезитовая (меланотрахит-трахилейкобазальтоидная) ассоциация свойственна периферическим частям Батеневской зоны. Описание этой ассоциации будет дано на примере следующих изученных нами разрезов девонской вулканогенной толщи окраинных частей Батеневской зоны: 1) северо-восточнее д. Сон (севернее описанного ниже Красногорского интрузива (см. рис. 31), 2) вдоль долины р. Ерба, 3) на левобережье р. Ужунжул в юго-восточной части зоны (севернее Сырского плутона), 4) на левобережье р. Мал. Сыр (южнее Сырского плутона), 5) на левобережье р. База в южной части зоны. Кроме того, будут приведены заимствованные из литературы данные по составу девонских вулканитов района Теи и Балыксинского грабена.

В разрезе северо-восточнее д. Сон девонская вулканогенная толща обладает мощностью 1—1,2 км. Она имеет северо-восточное простирание и моноклиналное северо-западное падение под углом 40—50°. Толща не менее чем на 70% сложена салических вулканитами, варьирующими по составу от трахириолитов и трахидацитов до трахитов. Остальное составляют трахиандезитовые и трахиандезито-базальтовые порфириты. Они приурочены главным образом к нижней части разреза.

В разрезе вдоль долины р. Ерба мощность девонской вулканогенной толщи не менее 2,5—3 км. Вулканиты имеют меридиональное—северо-восточное простирание и падение в восточном направлении под углами 15—40°. Представлены они здесь главным образом андезито-базальтовыми и трахиандезито-базальтовыми порфиритами с отклонениями в сторону андезитовых и трахиандезитовых, реже — базальтовых и трахибазальтовых порфиритов. Есть салические вулканиты такого же состава, как в районе д. Сон. На долю их, по сугубо ориентировочным подсчетам, приходится около 20% мощности разреза. Встречаются они во всех частях разреза.

На левобережье р. Ужунжул девонские вулканиты представлены почти исключительно трахиандезито-базальтовыми порфиритами. Эти породы иногда дают переходы к щелоченым андезитовым и базальтовым порфиритам и кое-где — к латитам. Мощность девонских вулканогенных отло-

жений на левобережье р. Ужунжул превосходит 1,5 км. Отложения имеют северо-восточное падение под углами 45—20°. Латиты здесь составляют, вероятно, не более 10% мощности толщи.

На левобережье р. Мал. Сыр мощность девонских вулканитов с тонкими прослоями осадочных пород достигает 1,5—2,0 км. Вулканиты имеют преимущественно северо-восточное простирание и юго-восточное падение под углами 10—30°. Около тектонических нарушений и вблизи границы с раннепалеозойскими гранитоидами Сырского плутона направление простирания пород и углы падения могут сильно меняться.

Девонские вулканиты на левобережье Мал. Сыра, так же как и на левобережье Ужунжула, отвечают в основном трахиандезито-базальтам, иногда переходящим в ощелоченные, реже в нормальнощелочные андезитовые и базальтовые порфириды. Изредка встречаются породы, близкие к меланократовым трахитам. Эти вулканиты описывались Ю. А. Кузнецовым [1929] и др.

На левобережье р. База, по нашим данным и описаниям И. В. Лучичко [1960], девонская вулканическая толща, имеющая мощность порядка 1,5—2,0 км, близкое к меридиональному простирание и восточное падение под углами 20—40°, сложена преимущественно ощелоченными основными и средними эффузивами и туфами при более значительной, чем в предыдущих случаях, роли основных пород. В верхах разреза появляются ортофиры. На их долю приходится 5—10% мощности разреза.

Приблизительно такой же состав, как и в предыдущих случаях, только при ином количественном соотношении базальтовых, андезитовых и салических вулканитов имеют девонские вулканогенные отложения в районе Теи. По данным Г. В. Полякова и А. Е. Телешева [1960], эти отложения выполняют небольшую брахисинклиналь среди пород раннего палеозоя. Представлены они главным образом кварцевыми трахитовыми порфирами. В верхней части разреза появляются нормальные и ощелоченные базальты, базальтовые и андезитовые порфириды. Они занимают около 6% площади девонских пород. Девонские вулканиты прорваны мелкими телами щелочных граносиенитов, нордмаркитов и кварцевых сиенитпорфиров.

Наконец, имеется еще один участок проявления ранне-среднедевонских вулканитов в краевой части Батеневской зоны — это Балыксинский грабен на крайнем юго-западе зоны. По данным В. И. Гери [1970], мощность девонских вулканогенных отложений в этом грабене достигает 2,8 км. 54% мощности приходится на нормальные и ощелоченные базальтовые вулканиты, 16% — на андезитовые вулканиты, 11% — на лавы и туфы кварцевых порфиров, ортофиров, на породы, переходные от андезитовых порфиритов к кварцевым порфирам, и на игнимбриты, 19% — на осадочные породы. Кварцевые порфиры, ортофиры и игнимбриты сосредоточены в нижней половине разреза. Девонскую вулканическую ассоциацию Балыксинского грабена В. И. Геря именует трахиандезит-базальтовой.

Средний химический состав девонских вулканитов периферии Батенёвского поднятия по рассмотренным выше районам приведен в табл. 34. Два имеющихся химических анализа базитовых вулканитов из окрестностей д. Сон ложатся в поле лейкократовых умереннощелочных натровых пород. Средний химический состав салических вулканитов этого района сочетает в себе признаки химизма кислых эффузивов и трахитов. В выборке из девяти анализов трахиты составляют 21—86% (пять анализов). Салические вулканиты принадлежат к классу мезократовых умереннощелочных натровых пород.

Базитовые вулканиты из разреза по р. Ерба относятся к лейкократовым, неопределенным по уровню щелочности, высоконатровым образованиям. Салические вулканиты по особенностям своего химизма аналогичны салическим вулканитам окрестностей д. Сон, но более сдвинуты в сторону

Средние химические составы девонских вулканитов периферических частей Батеневской зоны

Описание характеристики	Район д. Сон			Левобережье р. Ерба			Левобережье р. Ужункул			Левобережье р. Мал. Сяр			Р. База					
	2 Сал. (n=0)			4 Сал. (n=13)			5 Баз. (n=10)			6 Баз. (n=24)			7 Баз. (n=3)			8 Сал. (n=3)		
	\bar{X}	S		\bar{X}	S		\bar{X}	S		\bar{X}	S		\bar{X}	S		\bar{X}	S	
	1 Баз. (n=2)																	
SiO ₂	59,12	2,36		67,23	3,45		53,00	2,46		53,56	3,21		49,80	2,75		62,49	2,82	
TiO ₂	4,01	0,13		0,66	0,23		1,01	0,18		1,02	0,26		1,32	0,42		0,78	0,35	
Al ₂ O ₃	15,15	1,79		15,33	1,42		18,61	0,33		19,22	1,19		16,61	0,97		17,54	0,54	
Fe ₂ O ₃	6,38	1,28		3,53	1,12		5,82	1,66		5,90	2,08		5,52	2,56		4,28	2,01	
FeO	2,46	0,61		2,35	0,97		2,84	1,26		3,17	1,54		5,96	2,02		1,26	0,95	
ΣFeO	8,20	1,28		5,53	1,36		8,08	0,91		8,47	1,42		10,93	0,47		5,11	1,03	
MnO	0,25	0,06		0,12	0,06		0,12	0,03		0,13	0,04		0,26	0,07		0,04	0,03	
MgO	2,11	0,29		0,95	0,67		3,75	0,30		4,05	1,72		6,54	2,52		1,04	1,24	
CaO	7,68	1,33		1,40	1,01		7,26	2,35		5,86	2,43		8,95	1,35		2,03	1,35	
Na ₂ O	4,05	0,69		5,82	0,86		5,54	1,20		5,22	1,17		2,86	0,42		6,11	1,45	
K ₂ O	1,79	0,75		2,48	1,47		1,37	0,66		1,55	1,03		1,90	1,43		4,14	2,92	
P ₂ O ₅	—	0,03		0,13	0,10		0,68	0,80		0,33	0,12		0,28	0,07		0,27	0,14	
a	11,4	1,71		15,9	1,60		14,4	3,44		14,0	2,95		9,1	1,59		19,4	3,04	
c	4,4	1,43		1,3	0,75		5,5	1,62		5,9	1,99		6,6	0,68		1,9	1,29	
b	16,5	1,07		8,5	1,68		17,8	4,96		16,7	4,14		26,1	4,23		7,5	1,41	
b'	16,5	1,85		7,1	2,11		17,8	4,96		16,7	4,14		26,1	4,23		7,2	1,88	
f'	50	20,13		62	12,24		47	12,02		50	8,73		42	6,76		66	15,06	
m'	20	4,72		18	12,18		33	14,72		40	10,24		42	8,94		22	22,75	
n	61	5,59		78,6	12,37		86,5	5,68		84	8,62		71,5	20,36		70,3	20,07	
Q	+8,2	4,88		+15,7	8,18		-9,9	6,68		-8,0	6,12		-8,6	4,31		1,9	6,80	
d	0,57	0,10		0,80	0,07		0,57	0,13		0,54	0,13		0,41	0,06		0,83	0,10	
a	27,3	10,6		7,6	4,44		28,4	10,81		30,1	11,11		42,4	5,62		9,2	7,03	
F	70,6	90,4		78,3	12,80		59,6	14,69		55,6	9,67		49,6	9,47		76,6	23,23	

Оксиды, характеристики	Район рудника Тея						Балыкский грабен						Среднее по всем районам					
	9 Ваз. (n=9)			10 Сал. (n=10)			11 Ваз. (n=23)			12 Сал. (n=10)			13 Ваз. (n=87)			14 Сал. (n=45)		
	\bar{X}	S		\bar{X}	S		\bar{X}	S		\bar{X}	S		\bar{X}	S		\bar{X}	S	
SiO ₂	52,17	4,50		70,06	2,86		52,94	3,57		65,51	5,69		53,50	3,49		67,41	4,15	
TiO ₂	1,47	0,31		0,56	0,28		1,20	0,68		0,49	0,32		1,20	0,44		0,63	0,27	
Al ₂ O ₃	17,03	0,75		14,26	1,56		18,07	2,15		18,25	3,26		17,95	1,77		15,83	2,47	
Fe ₂ O ₃	6,30	3,27		2,31	0,85		4,56	2,84		1,92	1,60		5,81	2,55		3,00	1,48	
FeO	5,07	2,60		1,97	0,62		6,13	2,33		2,30	1,04		4,22	2,31		1,95	0,95	
ΣFeO	10,75	1,93		4,05	0,87		10,24	2,18		4,03	1,35		9,44	1,83		4,65	1,34	
MnO	0,20	0,05		0,07	0,04		0,16	0,09		0,07	0,09		0,17	0,08		0,11	0,07	
MgO	4,42	2,94		0,50	0,54		5,15	2,27		1,24	0,65		4,14	2,37		0,79	0,69	
CaO	7,05	2,88		1,21	0,80		6,94	2,57		2,00	1,49		6,97	2,52		1,64	1,18	
Na ₂ O	4,20	1,59		3,90	1,17		3,62	1,31		4,75	1,10		4,38	1,41		4,86	1,26	
K ₂ O	1,91	1,18		5,01	1,06		1,15	0,78		3,41	1,15		1,43	0,91		3,68	1,57	
P ₂ O ₅	0,17	0,21		0,14	0,12		0,10	0,16		0,06	0,08		0,24	0,25		0,10	0,11	
a	12,1	3,87		15,4	2,42		9,6	2,66		15,0	2,06		11,8	3,44		15,6	2,21	
c	5,3	1,84		1,2	0,58		6,4	2,61		2,4	2,00		5,9	1,99		1,6	1,31	
b	21,6	7,17		5,7	1,43		22,7	4,49		10,0	4,16		19,7	5,23		7,8	2,75	
b'	21,3	7,54		4,9	1,49		20,8	5,54		5,9	2,16		19,0	5,29		6,0	2,05	
f'	51	12,08		68	12,24		45	10,04		42	18,34		49	10,31		61	18,06	
m'	32	13,47		13	10,63		38	13,02		20	9,46		34	12,97		15	11,50	
n	76,8	14,78		53,4	11,22		81,9	12,74		67,5	10,95		82,2	10,33		66,4	14,33	
Q	-7,6	5,08		+23,5	8,67		-3,0	8,66		+13,0	13,29		-4,5	8,29		+17,1	10,48	
d	0,52	0,16		0,8	0,06		0,40	0,15		0,65	0,13		0,49	0,14		0,77	0,11	
α	31,8	14,82		7,2	3,23		39,5	14,17		13,1	8,56		34,1	12,53		9,4	6,59	
F	61,6	15,85		84,1	13,21		54,5	14,03		66,7	12,86		58,9	13,66		79,3	14,57	

П р и м е ч а н и е. Исходники анализов: И. В. Лучицкий [1960], Г. В. Подяко, А. Е. Телешев [1960], В. Л. Хомичев [1975], В. И. Геря, В. Н. Довгаль.

трахитов. Породы с характеристикой a более 15 составляют среди них 55—98% (11 из 13). Принадлежат салические вулканиды к меланократовому умереннощелочному натровому классу.

Базитовые вулканиды левобережья р. Ужунжул и левобережья р. Мал. Сыр могут быть квалифицированы как лейкократовые, умереннощелочные, высоконатровые породы.

Девонские вулканиды бассейна р. База химически охарактеризованы хуже, чем девонские вулканиды из других разрезов. Три заимствованных нами у И. В. Луцицкого [1966] химических анализа базитовых вулканидов из этого района ложатся в поле лейко- и меланократовых умереннощелочных натровых пород. Средний химический состав салических вулканидов отвечает трахиту. В поле трахитов попадают все три анализа этих пород (30—100%). На видоизмененной диаграмме А. Н. Заварицкого салические вулканиды обнаруживают принадлежность к меланократовому умереннощелочному умереннонатровому типу.

Базитовые вулканиды окрестностей Тёи являются неопределенными по уровню меланократовости умереннощелочными высоконатровыми образованиями. Салические вулканиды этого района принадлежат к неопределенным по уровню меланократовости умереннощелочным умереннонатровым породам. Их средний состав отвечает ощелоченному кислому эффузиву по Дэли. Из десяти анализов салических вулканидов пять (19—81%) имеют характеристику a выше 15.

В Балыкском грабене базитовые вулканиды обладают менее высокой щелочностью, чем на левобережье Ужунжула, Мал. Сыра, Базы и в районе Теи. Они относятся к лейкократовым, неопределенным по уровню щелочности, высоконатровым породам. Салические вулканиды в этом грабене принадлежат к разностям, промежуточным по составу между кислыми эффузивами и трахитами (из десяти анализов семь (35—93%) имеют a выше 15). Они попадают в класс неопределенных по уровню меланократовости умереннощелочных натровых пород.

Если теперь обратиться к рассмотрению химических особенностей всей девонской трахибазальт-трахиандезитовой ассоциации периферии Батеневской зоны в целом, то можно констатировать, что базитовая часть этой ассоциации принадлежит к классу лейкократовых умереннощелочных высоконатровых пород. Салическая группа относится к меланократовому умереннощелочному натровому классу. Из 45 химических анализов пород этой группы 31 (58—84%) ложатся в поле трахитов.

Трахилипарит-андезитовая ассоциация внутренних частей Батеневской зоны («порфировая формация», по А. А. Моссаковскому [1963]). Сведения по этой ассоциации скудны.

Породы трахилипарит-андезитовой ассоциации известны в районе рудника Юлия, в Уленьском грабене, около пос. Усть-Бюрь и в некоторых других местах. В районе рудника Юлия они слагают 700-метровую толщу, выполняющую небольшую наложенную синклиналь [Царев Д. И., 1967]. Толща состоит из липаритовых и комендитовых порфиров, трахиандезитов, плагиопорфиров, андезитовых порфиритов и туфов этих пород. Около 30% ее мощности приходится на кислые породы, 20% — на трахиандезиты и плагиопорфиры, 50% — на андезитовые порфириты. Породы секутся дайками андезитовых порфиритов, фельзитов, фельзит-порфиров, кварцевых микросиенитов.

В Уленьском грабене трахилипарит-андезитовая ассоциация представлена лавами и туфами дацитовых и риолитовых порфиров, ортофиров, плагиопорфиров, андезитовых и диабазовых порфиритов. Кислые породы слагают преимущественно нижнюю часть вулканической толщи, средние и основные — верхнюю. В дайковой фации эти породы известны в нескольких десятках километрах восточнее Уленьского грабена на левобережье р. Бюрь. Здесь преобладают (не менее 90%) дайки дацитовых порфиров, андезитовых порфиритов и трахиандезитов. В ограниченном количестве

встречаются долериты, лампрофиры и плагиопорфиры. Дайки распространены на площади около 20 кв. км. Они образуют густую сеть среди пород раннего палеозоя. Мощность даек 0,5—30 м. С использованием наших данных эти дайки описаны Ю. А. Кузнецовым и др. [Раннепалеозойская..., 1974] и В. И. Богнибовым [1974].

Данных по химизму пород трахилипарит-андезитовой ассоциации у нас нет.

Гранит-сиенит-граносиенитовый комплекс девона Батеневской зоны. В состав этого комплекса входят интрузивные комагматы девонских вулканитов Батеневской зоны. Они включают в себя Красногорский, Туимо-Карышские, Улугзасский и Тейские интрузивы. Красногорский и Туимо-Карышские массивы находятся в северной—северо-восточной части зоны, Улугзасский и Тейские — в южной.

Среднепалеозойский возраст в настоящее время достаточно надежно доказывается для Тейских интрузивов, которые залегают среди эффузивов раннего девона. Определенные свидетельства среднепалеозойского возраста имеются и для Красногорского интрузива. Туимо-Карышские и Улугзасский массивы относятся к среднему палеозою по аналогии с Тейскими и Красногорским интрузивами.

Красногорский интрузив представляет собой шток площадью 3,3 кв. км [Довгаль В. Н., 1974]. Залегает среди известняков и мергелей раннего — среднего кембрия, которые в 0,7—1,5 км северо-западнее массива через дизъюнктивное нарушение сочленяются с эффузивами девона, описанными нами выше как «девонские вулканиты северо-восточнее д. Сон» (рис. 31).

В низах разреза девонские эффузивы прорываются обильными дайками андезитовых порфиритов в основном северо-западного простирания. Эти дайки выходят за пределы девонского поля и в большом количестве наблюдаются среди карбонатных пород кембрия. Красногорский массив они не секут. Здесь же имеются дайки кирпично-красных плагиопорфиров. Эти дайки описаны В. И. Богнибовым [1974]. Плагиопорфиры встречаются реже и распространены на значительно большей территории, чем дайки порфиритов. Мощность их 2—5 м, иногда до 50—60 м. Они имеют широтное, иногда северо-восточное простирание. Плагиопорфиры моложе даек андезитовых порфиритов и в отличие от них рвут породы Красногорского массива. Таким образом, если отсутствие в пределах Красногорского массива даек андезитовых порфиритов не связано с элементами случайности, то момент появления этого массива фиксируется достаточно точно: в интервале времени между внедрением даек андезитовых порфиритов и плагиопорфиров.

Красногорский массив имеет однообразный состав и сложен красными крупнозернистыми щелочными граносиенитами, очень редко переходящими (в северо-восточной части интрузива) в кварцевые щелочные сиениты. Граносиениты пересекаются дайками щелочных гранитов и гранит-порфиритов мощностью 0,3—5 м. Простирание даек — широтное или северо-восточное. Дайки выходят за пределы массива и довольно часто встречаются в известняках на расстоянии до 0,5 км от контакта.

Граносиениты состоят из кварца (в среднем 19%), калинатрового полевого шпата (74%), рибекита и продуктов его разложения (7%), редкоземельного циркона, флюорита, анатаза, урансодержащего сульфата. Полевой шпат имеет микро- и криптопертитовое строение. По данным четырех химических анализов [Довгаль В. Н., 1974], содержание в нем CaO — 0,27% ($S = 0,06$), Na₂O — 5,95% ($S = 0,87$), K₂O — 4,22% ($S = 0,75$), анортитовой молекулы — 3,1% ($S = 0,74$), альбитовой — 65,7% ($S = 6,80$), ортоклазовой — 31,1% ($S = 6,60$). Порода обладает гипидиоморфнозернистой, участками микропегматитовой структурой. В эндоконтактах граносиениты становятся более мелкозернистыми и приобретают порфировую структуру.

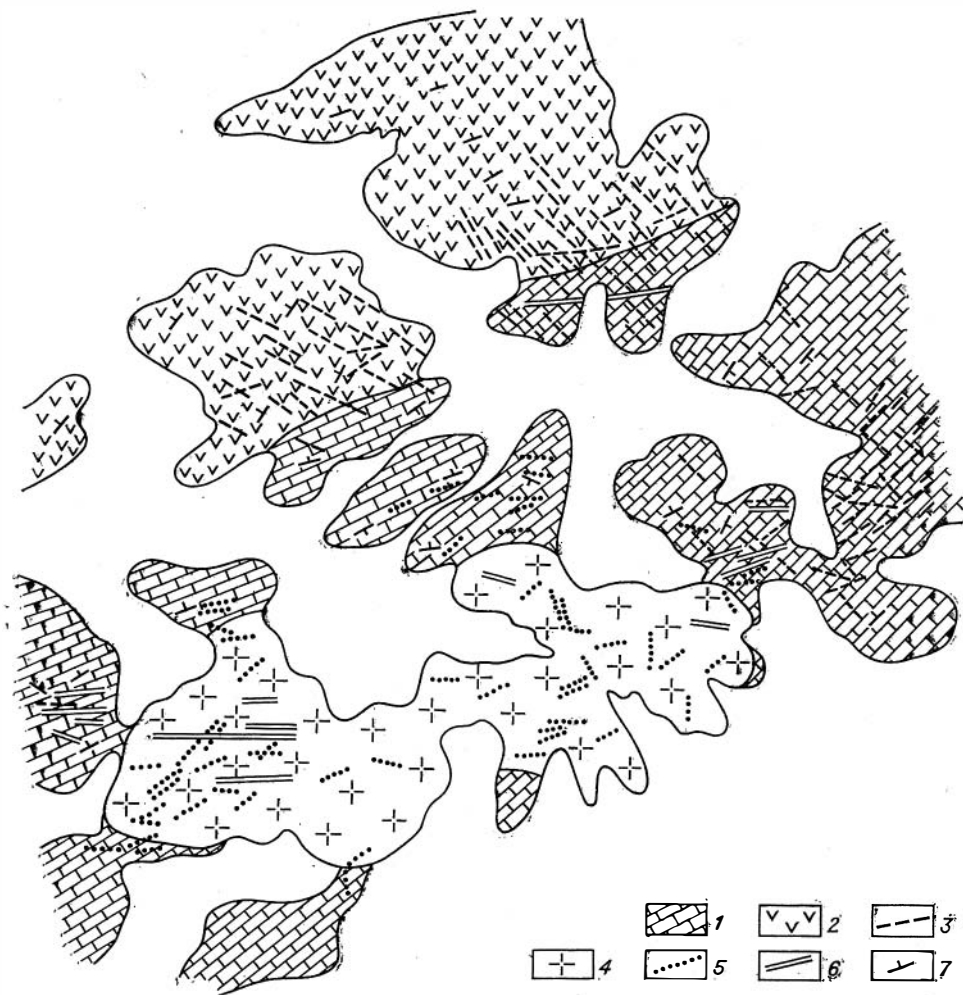


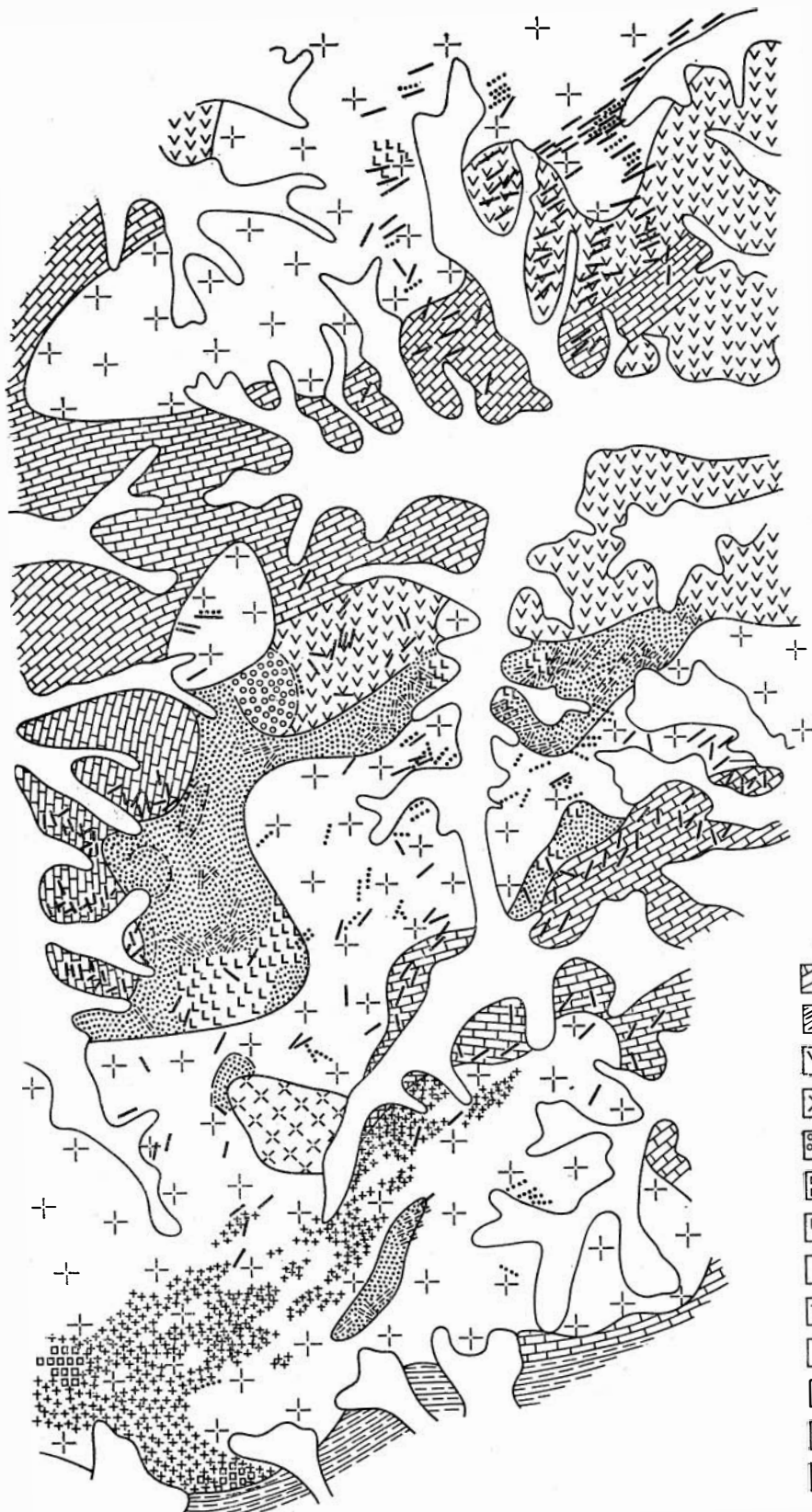
Рис. 31. Схема геологического строения Красногорского массива и его окрестностей [Довгаль В. Н., 1974].














1 — карбонатные породы раннего — среднего кембрия; 2 — вулканиты девона; 3 — дайки андезитовых порфиритов; 4 — граносиениты; 5 — дайки гранитов и гранит-порфиров; 6 — дайки плагиопорфиров девона; 7 — элементы залегания.

Дайковые щелочные граниты и гранит-порфиры обладают тем же минеральным составом, что и граносиениты. Их средний состав: кварц — 30 %, щелочной полевой шпат — 62 %, рибекит — 8 %, циркон, анатаз, флюорит, апатит.

Туимо-Карышские массивы. Эти массивы изучались С. Л. Халфиным [1963], В. Н. Довгалем [1970, 1974], Б. Д. Васильевым [1976], Б. А. Тимофеевским, Ю. Д. Скобелевым, В. Л. Хомичевым, Г. А. Иванкиным и др. Они слагают водораздел рек Туим и Карыш около рудника Туим в 30 км юго-западнее Красногорского интрузива. Занимают площадь около 120 кв. км, из которой ниже будет описан участок, показанный на рис. 32. Он составляет 60—70 % территории массивов.

Туимо-Карышские массивы состоят главным образом из антипертитовых щелочных сиенитов и граносиенитов, образующих два крупных тела — южное (длиной около 10 км, шириной до 4,5 км) и северное (на схеме показана лишь его южная часть), сопровождаемые огромным количеством даек и мелких штоков щелочносиенитового, граносиенитового и гранитового состава.



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

Южное тело сложено в основном бескварцевыми и кварцевыми (нордмаркиты) щелочными сиенитами. В верховьях лога Килинпасах эти породы постепенно переходят в нефелиновые сиениты, которые занимают здесь площадь около 1 кв. км. В этой же части массива среди щелочных сиенитов встречаются сиенитодиориты, калишпатовые диориты и диориты. Они наблюдаются в виде прерывистой полосы северо-восточного простирания шириной 0,5—1 км. В юго-западной части полосы сиенитодиориты и диориты переходят местами в габбро когтахского типа, продуктами сиенитизации которых эти породы и являются.

Щелочные сиениты южного тела секутся дайками кварцевых и бескварцевых щелочных сиенитов, граносиенитов, гранитов, сельвсбергитов, сиенит- и граносиенит-порфиров, микрогранитов и других аналогичных им пород. Количество этих даек в массиве весьма велико, а отдельные его участки целиком сложены такими дайками. Дайки имеют обычно северо-восточное простирание. Мощности их колеблется от нескольких десятков сантиметров до нескольких десятков метров.

Сиениты южного тела прорываются также многочисленными дайками лампрофиров, альбитовых долеритов и порфиритов. Внедрение их происходило в самую последнюю очередь.

Дайки и, возможно, мелкие штоки гранитового и сиенитового состава широко развиты и в экзоконтактах южного тела, как бы образуя вокруг него оторочку. Ширина этой оторочки достигает на отдельных участках 1,5—2 км. В пределах оторочки степень насыщенности вмещающих пород дайками возрастает по мере приближения к массиву и местами достигает настолько большой величины, что от вмещающих пород здесь остаются лишь отдельные мелкие блоки, измеряемые в поперечнике несколькими десятками метров. Иногда, как это, например, имеет место на западном склоне горы Большая Козе, дайки щелочных сиенитов, мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров буквально «пропитывают» вмещающие эффузивы, образуя в них густую сеть. Эффузивы сохраняются здесь в виде ксенолитов размером 0,1—1,5 м.

Залегает южное тело преимущественно в известняках и доломитах рифея — раннего кембрия. Среди вмещающих пород встречаются кремнистые сланцы, вулканиты, лампрофиры и габбро когтахского комплекса. Помимо этого кое-где картируются своеобразные «офитовые габбро». Они наблюдаются в виде разрозненных пятен размером до нескольких сот метров. С. Л. Халфиным [1965] офитовые габбро были отнесены в свое время к когтахскому комплексу. Однако по составу и структуре эти породы отличаются от габбро когтахского типа, напоминая собой офитовые габбро Макарацкого массива. Вполне вероятно, что они являются образованиями более молодыми, чем когтахский комплекс, и, быть может, близки по возрасту щелочным сиенитам и граносиенитам.

Второе, северное, тело щелочных сиенитов и граносиенитов Туимо-Карышского водораздела во многих отношениях аналогично южному телу. От него оно отличается особенностями состава. Породы северного тела богаче кварцем и представлены в основном кварцевыми щелочными сиенитами и граносиенитами. Бескварцевые разности сиенитов здесь

Рис. 32. Схема геологического строения Туимо-Карышских массивов [Довгаль В. Н., 1974].

1—3 — известняки, кремнистые сланцы, кварциты, вулканиты рифея — раннего кембрия; 1 — преобладают известняки, 2 — преобладают кварциты и кремнистые сланцы, 3 — преобладают вулканиты; 4 — нефелиновые сиениты; 5 — роговообманковые и пироксен-роговообманковые диориты; 6 — габбро когтахского типа; 7 — офитовые габбро; 8 — щелочные сиениты, нордмаркиты, граносиениты, местами щелочные граниты; 9 — диориты, калишпатовые диориты, сиенитодиориты; 10 — дайки щелочных сиенитов, граносиенитов, гранитов, микросиенитов, микросиенит-порфиров, комендитовых порфиров с зафиксированными элементами залегания; 11 — участки широкого распространения даек и, возможно, мелких штоков щелочных сиенитов, граносиенитов, гранитов с кое-где сохранившимися реликтами вмещающей толщи; 12 — дайки сиенитового, граносиенитового и гранитового состава с зафиксированными элементами залегания в участках их широкого распространения; 13 — дайки послесиенитовых лампрофиров, изредка альбитовых долеритов и порфиритов.

практически отсутствуют. Кварцевые сиениты и граносиениты северного тела связаны друг с другом взаимопереходами.

Как и в южном теле, сиениты и граносиениты северного массива рассекаются дайками кварцевых и бескварцевых микросиенит-порфиров, гранит- и граносиенит-порфиров, микрогранитов, гранит-аплитов и более поздними дайками лампрофилов. Простирание даек преимущественно северо-восточное. Мощность даек первой группы от нескольких метров до нескольких десятков метров, лампрофилов — в пределах метра, изредка немногим более.

Дайки граносиенитового и гранитового состава в большом количестве встречаются также в экзоконтактах северного тела. Полоса развития этих пород образует здесь оторочку вокруг массива шириной до 1—1,5 км.

Залегают северное тело в рифейско-раннекембрийских известняках и вулканитах. Кое-где среди вмещающих пород встречаются офитовые габбро.

Щелочные сиениты и нордмаркиты южного тела представляют собой крупно- или среднезернистые лейкократовые породы, содержащие обычно 5—10% темноцветных минералов. Внешне они ничем не отличаются от щелочных сиенитов раннепалеозойской формации гранитоидных батолитов и раннепалеозойской сиенит-габбровой формации. Иной облик имеют лишь сиениты, развитые в верховьях логов Камырскалы и Килинпаспах. Они обладают в основном среднезернистой структурой и чрезвычайно неравномерным распределением темноцветного минерала гастингсита (содержание которого возрастает до 20—25%), что придает породам полосчатое и такситовое сложение. В этих же сиенитах часты жилы и гнезда грубозернистого щелочного полевого шпата.

Состоят щелочные сиениты южного тела из калинатрового полевого шпата, гастингсита, пироксена, оливина, кварца, магнетита, циркона, сфена, апатита, очень редко биотита. Полевой шпат грубого антипертитового строения с ориентировкой червеобразных вростков калишпата вдоль плоскости (15.0.2). У зерен его очень неровные изрезанные контуры: они или вытянуты вдоль второй кристаллографической оси, или имеют изометричные очертания. Состав полевого шпата (по данным семи химических анализов): содержание CaO — 0,39% ($S = 0,24$); Na₂O — 6,65% ($S = 0,37$); K₂O — 5,76% ($S = 0,18$), анортитовой молекулы — 3,7% ($S = 2,27$), альбитовой — 61,4% ($S = 1,83$), ортоклазовой — 34,9% ($S = 1,46$) [Довгаль В. Н., 1974]. По форме зерен, строению и составу полевой шпат щелочных сиенитов южного тела аналогичен полевому шпату щелочных сиенитов раннего палеозоя.

Оливин щелочных сиенитов представлен гортонолитом с 80% фаялитовой молекулы ($2V = -62^\circ$). Пироксен имеет переменный состав, варьируя от бледно-зеленого салита ($\angle cNg = 45^\circ$; $+2V = 62^\circ$, $Np = 1,709$) до густо-зеленого, видимо, эгиринсодержащего авгита ($\angle cNg = 66^\circ$; $+2V = 86^\circ$; $Np = 1,728$). У гастингсита $\angle cNg$ колеблется от 11 до 16°, показатель преломления Np соответственно от 1,701 до 1,685. Показатель преломления Ng биотита равен 1,690 ($f = 90$).

Из темноцветных минералов чаще всего встречается гастингсит (49—72% шлифов, 46 из 75), затем пироксен (25—48%, 27 из 75), оливин (17—38%, 20 из 75) и биотит (9—24%, 12 из 75). Наиболее распространены исключительно гастингситовые сиениты. Довольно часты пироксеновые разновидности. Менее часты пироксен-гастингситовые и гортонолит-пироксеновые типы.

35—58% щелочных сиенитов (34 из 75) содержат кварц. Количество его исчисляется от нескольких зерен в шлифе до 2—3%, изредка более. Какой-либо закономерности в появлении кварца в породах, т. е. какой-либо приуроченности его к определенным типам сиенитов не отмечается. Минерал этот с одинаковым успехом может появляться или отсутствовать во всех типах сиенитов.

В северном теле щелочные сиениты несколько иные. Они сложены полевым шпатом, кварцем (2—8%), разложённым рибекитом (3—7%), магнетитом, апатитом, цирконом. Сиениты типа сиенитов южного тела встречаются здесь редко.

Полевой шпат в сиенитах северного массива наблюдается частью в виде грубого антипертита, подобного тому, который слагает сиениты южного тела, частью представлен микро- и криптопертитом. Такие полевые шпаты свойственны граносиенитам и гранитам Красной Горы. В отличие от сиенитов южного тела полевые шпаты в сиенитах северного массива почти всегда образуют призматические кристаллы с достаточно прямолинейными границами.

Нефелиновые сиениты. В образце это средне- или мелкозернистые породы иногда с такситовыми или полосчатыми текстурами. Состоят из микролина ($-2V = 73-80^\circ$; $N_p = 1,517$), нефелина, альбита, феррогадингсита ($\angle cNg = 14-15^\circ$; $N_p = 1,708-1,716$), магнетита. Количество нефелина достигает 40—50%, амфибола — 3—10%.

Щелочные граносиениты встречаются главным образом в северном массиве. Они связаны с щелочными сиенитами взаимопереходами, отличаясь от них, по существу, лишь большим количеством кварца (в среднем 18%). Содержат до 4% рибекита. В них увеличивается количество аксессуариев, в первую очередь циркона и апатита, несущих в себе много редких земель. Имеют структуру, близкую к гранитовой. Местами кварц и полевой шпат дают микропегматитовые сростания.

В южном массиве граносиениты редки.

Щелочные граниты отмечаются только в северном теле. Во всех отношениях аналогичны тамошним граносиенитам, но богаче их кварцем (20—35%). Образуют дайки и частью, быть может, гнезда среди сиенитов и граносиенитов.

По своему минеральному составу, структуре и внешнему облику граниты и граносиениты Туимо-Карышских массивов аналогичны граносиенитам и гранитам Красной Горы.

Дайки сиенитового, граносиенитового и гранитового состава представлены кварцевыми и бескварцевыми микросиенит-порфирами, микросиенитами, сельвсбергитами, микрограносиенитами, микрогранит-порфирами, микрогранитами, гранит-апелитами, граносиенит- и гранит-порфирами, бескварцевыми комендитовыми порфирами. Эти породы являются структурной разновидностью щелочных сиенитов, граносиенитов и гранитов массива.

Послесиенитовые лампрофиры, альбитовые долериты и порфириты. Послесиенитовые лампрофиры относятся к группе щелочных габброидов. Они не находят себе аналогов среди стандартных типов пород, более всего отвечая камптонитам, мончикитам, фурчитам и кринанитам. Среди этих лампрофиров могут быть выделены следующие типы пород: 1) лампрофиры, состоящие из вкрапленников авгита, погруженных в хлорит-авгит-олигоклазовую основную массу или 2) в основную массу, сложенную бурой роговой обманкой, плагиооклазом, калишпатом, авгитом, хлоритом; 3) лампрофиры, содержащие в качестве вкрапленников лабрадор и авгит, которые цементируются агрегатом авгита, плагиооклаза, калишпата, хлорита; 4) непорфирные лампрофиры, в состав которых входят бурая роговая обманка, плагиооклаз, калишпат. Подробное описание этих лампрофиров, с приведением их химических анализов, было дано нами раньше [Довгаль В. Н., 1970].

Сопутствующие лампрофирам альбитовые долериты состоят из альбита, авгита, хлорита, рудного минерала, апатита. Альбитовые порфириты сложены альбитом, хлоритом, рудным минералом, апатитом, кальцитом.

Офитовые габбро в образце имеют крупно-, редко среднезернистую структуру. Они содержат 30—50% темноцветных минералов и состоят из плагиооклаза, клинопироксена, бурой роговой обманки, апатита,

магнетита. Плаггиоклаз породы обычно сильно разложен. Свежие индивиды его редки и обнаруживают зонарное строение с лабрадорным ядром № 50—60 и олигоклазовой периферией № 20—30. Клинопироксен представлен авгитом ($2V = +49^\circ$; $Np = 1,692$). Роговая обманка — актинолит, реже зеленая или буровато-зеленая обыкновенная роговая обманка, развивающаяся главным образом по пироксену. Порода имеет офитовую структуру. Пироксеновые зерна в ней в большинстве случаев лишены самостоятельных ограничений и по одному или по несколько зерен выполняют угловатые промежутки между идиоморфными кристаллами плаггиоклаза.

Улугзасский массив. Слагает гору Улугзас около ст. Бискамжа. Площадь массива около 30 кв. км. Залегает среди терригенно-осадочных пород раннего кембрия, отчасти среди известняков рифея (рис. 33). Изучался В. Н. Довгалем [1974], Г. В. Поляковым, А. Е. Телешевым, В. И. Герей, Э. Д. Безугловым и другими геологами.

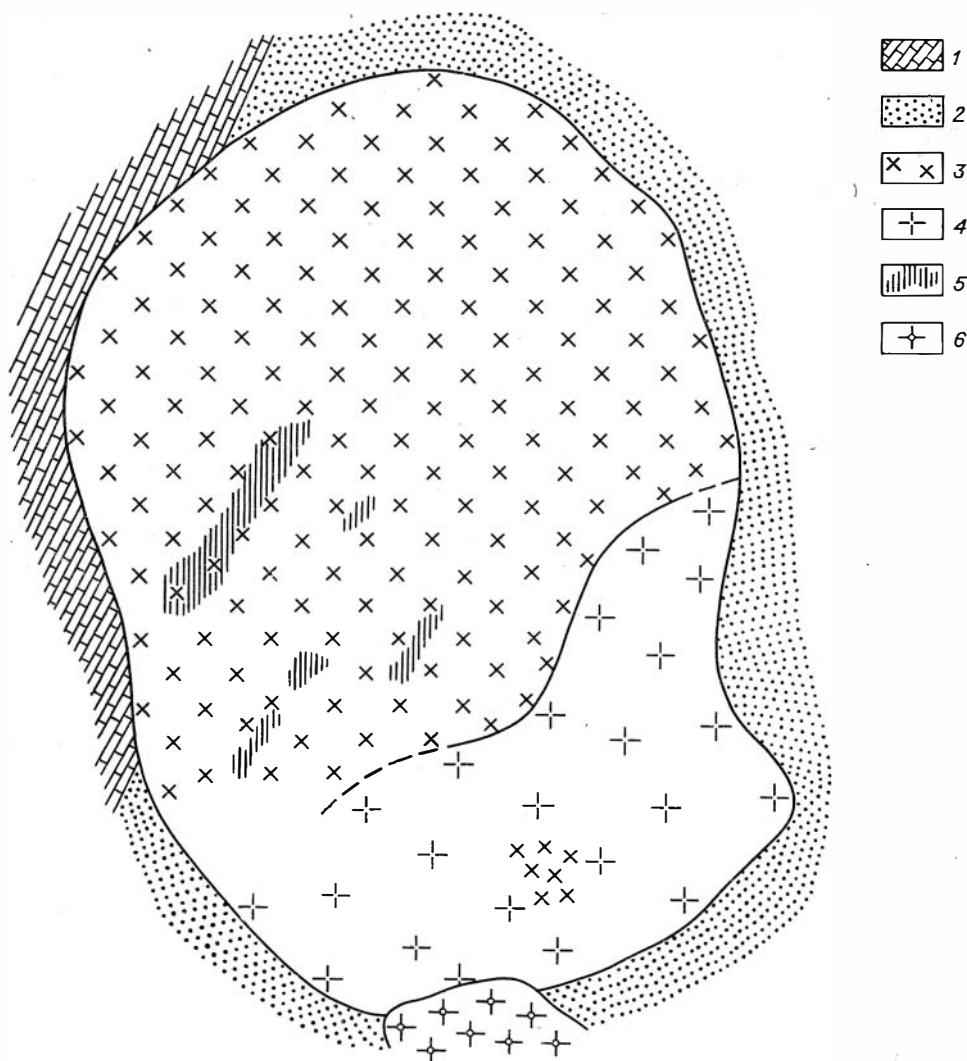


Рис. 33. Схема геологического строения Улугзасского массива [Довгаль В. Н., 1974].

1 — карбонатные породы рифея; 2 — терригенно-осадочные породы раннего кембрия; 3 — гранитоиды и гранит-порфиры; 4 — сиениты, иногда переходящие в граносиениты; 5 — альбитизированные граносиениты; 6 — щелочные граниты.

В состав Улугзасского массива входят главным образом мелко- и среднезернистые граносиенит- и гранит-порфиры. Южная и юго-восточная части массива сложены преимущественно крупно- и грубозернистыми сиенитами и граносиенитами. Взаимоотношение этих пород с граносиенит- и гранит-порфирами не вполне ясно. Создается впечатление, что они связаны друг с другом взаимопереходами. Сиениты приурочены к гипсометрически наиболее высокой части массива.

Породы массива секутся дайками гранитового, граносиенитового и диабазового состава. В южной части они прорываются небольшим штоком щелочных гранитов.

Граносиенит- и гранит-порфиры. В качестве вкрапленников содержат полевой шпат. Размеры вкрапленников 0,5—1,5 см. Количество их достигает 15—20% объема породы.

Вкрапленники обладают зонарным строением. Центральные части их сложены прозрачным альбит-плагиоклазом или олигоклазом (до № 20), содержащим небольшое количество неправильных пятнистых вrostков калишпата. Плагиоклаз, как правило, лишен двойников. Это плагиоклазовое ядро обрастает по всему периметру каемкой сильно серицитизированного, всегда тонко сдвойникового альбита, лишенного каких-либо включений ортоклаза. Альбит, в свою очередь, окружен каемкой пертита или однородного ортоклаза. Есть вкрапленники, где наблюдается двукратное чередование зон альбита и пертита.

Основная масса граносиенит- и гранит-порфиров сложена полевым шпатом, кварцем, роговой обманкой, редкоземельными цирконом и апатитом, сфеном, магнетитом. Изредка в ней появляются биотит и клинопироксен. Полевой шпат в основной массе представлен кислым плагиоклазом (не выше № 20—23) и ортоклазом. Роговая обманка имеет $\angle cNg = 17-23^\circ$; $-2V = 65-83^\circ$; $Np = 1,650-1,663$. Окрашена в зеленый цвет. У пироксена $+2V = 52-57^\circ$; $Np = 1,668-1,685$, у биотита $Np = 1,652$. Биотит развивается главным образом как продукт замещения по роговой обманке. Количественное соотношение минералов в граносиенит- и гранит-порфирах показано на рис. 34.

Из темноцветных минералов преобладает роговая обманка, которая встречена в 64—95% шлифов (в 21 из 25). Биотит отмечен в 12—50% шлифов (в 7 из 25), пироксен — 7—40% шлифов (в 5 из 25). Наиболее распространены роговообманковые и биотит-роговообманковые граносиенит- и гранит-порфиры.

Структура основной массы граносиенит- и гранит-порфиров гипидиоморфнозернистая, при высоком содержании кварца близка к гранитовой. Есть участки с микропегматитовой структурой.

Сиениты по составу полевого шпата подразделяются на две разновидности. В первой из них полевой шпат представлен главным образом грубополосчатым пертитом и антипертитом, очень напоминающим таковой из ранее описанных пертит-антипертитовых щелочных сиенитов. Сrostки плагиоклаза и калишпата ориентированы в нем приблизительно

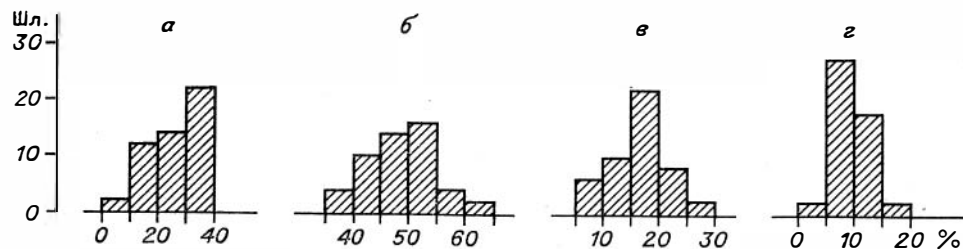


Рис. 34. Гистограмма содержаний порообразующих минералов в граносиенит- и гранит-порфирах Улугзасского массива.

а — плагиоклаз; б — каликатровый полевой шпат; в — кварц; г — темноцветные минералы.

вдоль плоскости (15.0.2). В ядрах кристаллов этого полевого шпата часто встречается свежий олигоклаз или нацело серицитизированный более основной плагиоклаз.

В пертит-антипертитовых сиенитах присутствуют также кварц (не менее 5—10%), густо-зеленая роговая обманка ($\angle cNg = 13-16^\circ$; $-2V = 61-74^\circ$; $Np = 1,660-1,668$), светло-зеленый салит ($+2V = 61-63^\circ$; $Np = 1,711-1,713$), магнетит, сфен, циркон, апатит, пирохлор.

Внешне описываемые сиениты выглядят как крупно-, реже среднезернистые породы розовой окраски. При возрастании в них количества кварца (приблизительно до 20%) они переходят в граносиениты, которые довольно часто встречаются в поле развития сиенитов южной части Улугзасского массива. Граносиениты обычно имеют среднезернистую структуру. Полевой шпат в них — такой же грубый пертит и антипертит, как и в сиенитах, но в ядерных частях кристаллов здесь нет олигоклаза. Темноцветный минерал — пироксен. Количество его — 3—6%.

В сиенитах второго типа полевого шпата в основном альбит, который слагает крупные, в большинстве своем изометричные, неправильные зерна. Зерна эти имеют неоднородное пятнистое строение и состоят из отдельных, одинаково ориентированных относительно кристаллографических осей «блоков» альбита. Альбит тонко сдвойникован и сильно серицитизирован. В некоторых шлифах в центральных частях альбитовых зерен появляется несдвойникованный однородный олигоклаз.

Темноцветный минерал в «альбитовых сиенитах» отвечает бесцветному клинопироксену с углом $+2V = 54-60^\circ$ и $Np = 1,685-1,689$. Иногда встречается сильно хлоритизированная роговая обманка. Общее содержание темноцветных минералов — 15—18%.

Кварц в «альбитовых сиенитах» присутствует не всегда. Количество его не превышает 5—8%.

В образце «альбитовые сиениты» представляют собой грубо- и крупнозернистые породы, окрашенные в розовато-белый и белый цвет. С сиенитами первого типа они связаны взаимопереходами. Распределены эти породы в сиенитовом поле совершенно беспорядочно.

Дайковые породы в Улугзасском массиве имеют в основном щелочногранитный и щелочнограносиенитовый состав. Они обладают средне- и мелкозернистой равномернозернистой или порфировой структурой. Состоят из калинатрового полевого шпата, альбита, кварца (10—40%), арфведсонита, рибекита, эгирина, эгирин-авгита, биотита, бурой роговой обманки и богатого комплекса аксессуарных минералов — магнетита, ортита, сфена, циркона, пирохлора, ксенотима, апатита, флюорита. Щелочные граниты и гранит-порфиры помимо даек в южной части массива слагают небольшую штук. В массиве довольно часто отмечаются дайки гранит-аплитов (кварц, альбит, микропертит, биотит), иногда базокварцевых порфиров. В поле сиенитов В. И. Геря описывает дайки грорудитов и бостонитов. Встречаются дайки альбитовых долеритов (альбит и клинопироксен).

Граносиенитовые массивы района Теи. Располагаются приблизительно в 20 км южнее Улугзаса. Изучались и описывались И. В. Дербиковым [1935], В. Г. Корелем [1958], Г. В. Поляковым и А. Е. Телешевым [1960], В. И. Герей [1970] и др. Тейские массивы образуют мелкие резко гипабиссальные тела, наиболее крупные из которых (Ельгентаское, Тейское, Тузухсинское) имеют средние размеры $0,2 \times 0,7$ км. Залегают среди вулканитов девона.

Массивы имеют простое строение, будучи сложенными граносиенитами с 16—20% кварца. Им сопутствуют многочисленные дайки кварцевых сиенит- и граносиенит-порфиров.

В работах Г. В. Полякова, А. Е. Телешева [1960] и В. И. Гери описаны граносиениты Ельгентаского, Тейского и Тузухсинского массивов и кварцевые сиенит- и граносиенит-порфиры.

Средние химические составы пород гранит-снейт-граносениитового комплекса девона Батеневской зоны

Окислы, характери- стичны	Тулмо-Карышкенне										Улугзаский								
	Красногорский власит					Тулмо-Карышкенне					7(n=5)			8(n=7)			9(n=15)		
	1(n=2)	2(n=2)	3(n=10)		4(n=2)	5(n=5)	6(n=5)		7(n=5)		8	9	10	11	12	13	14	15	
SiO ₂	70,16	78,04	64,71	1,47	59,81	69,86	1,49	75,45	2,90	62,08	1,36	65,12	2,74	72,15	1,26				
TiO ₂	0,20	0,08	0,25	0,16	0,18	0,15	0,09	0,12	0,12	1,25	0,31	0,83	0,27	0,52	0,33				
Al ₂ O ₃	14,93	10,95	16,70	0,95	20,00	14,85	0,51	13,04	1,12	16,33	0,48	15,76	0,66	12,85	1,31				
Fe ₂ O ₃	2,26	1,67	2,27	0,83	1,34	1,92	1,07	0,94	0,90	2,65	2,01	1,95	1,55	2,91	1,63				
FeO	1,33	1,31	3,12	1,12	3,61	2,19	0,79	1,20	0,38	3,31	0,56	3,44	1,43	1,51	0,66				
Σ FeO	3,37	2,81	5,17	1,43	4,82	3,92	0,96	2,05	1,40	5,70	1,96	5,20	1,99	4,13	0,14				
MnO	0,05	0,05	0,11	0,06	0,07	0,06	0,04	0,02	0,02	0,06	0,04	0,07	0,05	0,10	0,15				
MgO	0,26	0,09	0,42	0,37	0,57	0,18	0,08	0,30	0,16	1,37	0,49	1,09	0,34	0,32	0,18				
CaO	0,42	0,06	1,09	0,61	1,40	0,44	0,32	0,09	0,10	3,14	0,80	1,97	0,81	1,21	0,96				
Na ₂ O	5,38	4,57	6,27	0,61	6,99	5,33	0,23	4,94	0,55	5,76	0,92	4,90	0,23	4,43	0,72				
K ₂ O	4,98	3,17	5,00	0,63	6,02	4,93	0,18	3,88	1,24	3,74	1,02	4,67	0,46	3,88	1,16				
P ₂ O ₅	0,02	He обн.	0,05	0,07	—	0,09	0,16	—	—	0,32	0,09	0,19	0,12	0,12	0,09				
a	18,4	17,7	20,6	1,83	24,2	18,2	0,70	15,6	2,12	17,9	1,37	17,3	0,97	14,7	1,59				
c	0,3	0,5	0,5	0,58	1,3	0,3	0,15	0,1	0,14	1,9	0,55	1,7	0,66	0,7	0,94				
b	3,9	2,7	6,4	1,53	6,1	4,6	1,09	3,1	0,77	9,6	1,73	7,4	1,91	5,2	1,48				
b'	3,7	2,7	6,2	1,32	6,1	4,2	1,29	2,4	0,83	9,6	1,73	7,4	1,91	4,9	1,52				
f'	79	91	75	11,48	76	80	5,75	58	23,78	55	12,06	65	16,79	73	11,01				
m'	11	5	11	7,79	17	6	2,08	17	11,89	24	7,55	25	4,75	11	9,84				
n	62	69	65	3,01	63	62	0,66	66	8,80	69,9	8,49	61,5	2,16	63	9,40				
Q	+17,3	+39,4	-12,8	4,79	-12,9	+16,9	2,50	+31,0	8,26	+3,8	2,61	+10,8	5,98	+28,2	4,29				
d	0,95	1,00	0,94	0,06	0,9	0,95	0,03	0,94	0,05	0,83	0,05	0,83	0,06	0,90	0,10				
α	1,8	0,97	2,4	2,92	5,0	1,5	0,86	0,5	0,98	9,5	3,18	9,1	3,49	4,4	6,22				
F	87,8	95,3	87,0	10,67	81,7	92,7	2,05	75,5	17,04	69,2	11,31	70,6	10,52	86,8	10,16				

Окислы, характеристики	Среднее по всем массивам																			
	Район Тель							13(n=24)							14(n=29)		15(n=53)		16(n=45)	
	10(n=10)		11(n=7)		12(n=15)			13(n=24)		14(n=29)		15(n=53)		16(n=45)		17(n=45)				
\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S			
SiO ₂	68,48	0,87	71,61	1,00	63,84	1,89	67,93	2,50	72,99	2,45	70,70	3,53	73,65	2,08						
TiO ₂	0,62	0,19	0,68	0,17	0,59	0,53	0,55	0,32	0,46	0,33	0,50	0,33	0,30	0,28						
Al ₂ O ₃	15,27	0,53	14,18	0,76	16,57	0,82	15,30	0,63	13,07	1,35	14,08	1,55	13,15	1,14						
Fe ₂ O ₃	0,83	0,43	0,84	0,97	2,40	1,27	1,50	1,12	1,99	1,62	1,77	1,43	1,60	1,45						
FeO	2,64	0,53	1,91	0,47	3,18	0,95	2,67	1,06	1,54	0,59	2,05	1,00	1,59	0,64						
ΣFeO	3,38	0,59	2,67	0,68	5,34	1,58	4,02	1,40	3,33	1,31	3,64	1,38	3,03	1,32						
MnO	0,06	0,02	0,07	0,02	0,09	0,06	0,06	0,04	0,08	0,11	0,07	0,08	0,06	0,09						
MgO	0,79	0,55	0,41	0,35	0,74	0,61	0,70	0,52	0,32	0,23	0,49	0,43	0,31	0,19						
CaO	2,11	0,45	1,76	1,56	1,77	1,19	1,58	0,91	1,07	1,16	1,30	1,08	0,79	0,71						
Na ₂ O	5,32	0,45	4,83	0,55	6,10	0,73	5,20	0,40	4,62	0,64	4,89	0,62	4,30	0,65						
K ₂ O	3,84	0,64	3,65	1,12	4,58	0,97	4,41	0,69	3,77	1,10	4,06	0,98	4,17	0,88						
P ₂ O ₅	0,05	0,05	0,05	0,02	0,14	0,15	0,10	0,12	0,08	0,08	0,09	0,10	0,08	0,08						
a	16,8	1,11	15,3	1,72	19,7	2,10	17,4	1,11	14,9	1,67	16,0	1,89	14,8	1,56						
c	1,5	0,62	1,3	1,07	0,9	0,86	1,2	0,82	0,7	0,95	0,9	0,93	0,6	0,68						
b	5,4	0,71	4,3	0,80	7,5	2,16	5,7	1,67	4,5	1,48	5,0	1,67	4,2	1,54						
b'	5,4	0,71	3,9	0,80	7,4	2,15	5,6	1,78	4,1	1,56	4,8	1,81	3,5	1,63						
f'	59	10,84	59	12,59	69	14,97	67	14,17	68	16,27	67	15,23	66	16,61						
m'	23	13,17	15	11,35	15	9,85	19	11,50	13	10,43	16	11,25	13	9,01						
n	68	4,55	67	7,56	67	5,58	64,3	4,46	65	8,41	65	6,87	61	7,28						
Q	+17,3	2,56	+20,1	3,72	+3,2	4,11	15,3	4,68	28,9	5,74	22,8	8,62	+30,2	5,14						
d	0,85	0,06	0,84	0,12	0,90	0,08	0,87	0,07	0,9	0,10	0,9	0,09	0,89	0,10						
α	8,5	3,54	8,0	6,68	4,8	4,54	6,7	4,42	4,3	6,05	5,3	5,46	4,1	4,55						
F	72,8	12,16	80,6	14,44	81,1	13,64	77,6	13,07	84,0	12,97	81,1	13,28	83,5	11,14						

Примечание. 1 — граниты; 2 — граниты; 3 — щелочные слениты; 4 — нефелиновые слениты; 5 — графослениты; 6 — граниты; 7 — слениты; 8 — графослениты; 9 — граниты; 10 — графослениты; 11 — граниты; 12 — слениты (исключая нефелиновые); 13 — графослениты; 14 — граниты; 15 — графослениты и граниты; 16 — средний состав девонского гранита Кузнецкого Алатау (вычислен для использования в табл. 14).
 Источники анализов: Г. В. Поляков, А. Е. Телешев [1960], С. Л. Халфин [1963], В. Н. Догалы [1970, 1974], В. Л. Холчев [1975], Л. В. Алабин, В. И. Геря.

Ельгентагские граносиениты состоят из пертитового и антипертитового калинатрового полевого шпата, кварца (16%), зеленовато-бурой и бесцветной роговой обманки, магнетита, сфена, циркона, апатита. В центральных частях полевошпатовых кристаллов иногда обнаруживается олигоклаз № 20—25. Тейские и тузухсинские граносиениты сложены плагиоклазом № 5—12 (15%), пертитом (60%), кварцем (до 20%), разложенной обыкновенной роговой обманкой (3—4%), аксессуориями. Жильные кварцевые сиенит- и граносиенит-порфиры в качестве вкрапленников содержат пертит и плагиоклаз № 6—10. Основная масса — пертит, кварц, роговая обманка.

С химическими составами пород гранит-сиенит-граносиенитового комплекса девона Батеневской зоны можно познакомиться в табл. 35. Главной особенностью этих пород является то, что все они обладают повышенной щелочностью. Граносиениты и граниты Красной горы, Туимо-Карыша и граниты Улугзаса близки среднему типу щелочного гранита по Дэли. Граносиениты Улугзаса и Теи и граниты Теи несколько отстоят от него, будучи немного сдвинуты в сторону среднего типа щелочно-земельного гранита по Дэли.

Нефельдшпатоидные сиениты Туимо-Карыша близки среднему типу нордмаркита по Дэли. Сиениты Улугзаса сочетают в себе признаки химизма щелочных и известково-щелочных сиенитов по Дэли.

Все породы гранит-сиенит-граносиенитового комплекса девона Батеневской зоны относятся к классу умереннощелочных умереннонатровых пород. По уровню меланократовости они варьируют от лейкократовых до меланократовых.

МРАССКАЯ ЗОНА

В качестве среднепалеозойских магматических образований Мрасской зоны мы опишем относимые к каратагскому комплексу среднего — позднего девона массивы гор Бол. и Мал. Каратаг. Описание дается по В. С. Чувакину [1964] и С. С. Ильенку [1964].

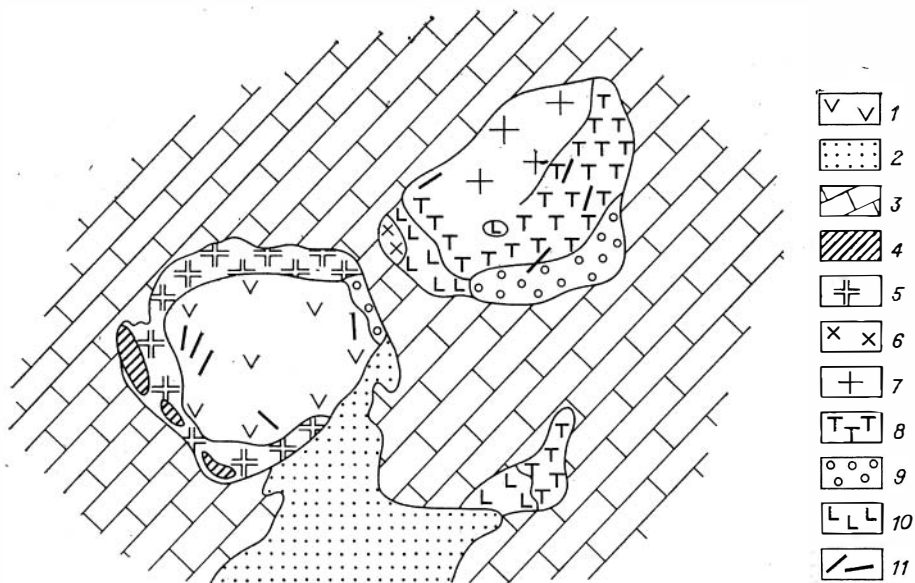


Рис. 35. Схема геологического строения Каратагских массивов [Ильенко С. С., 1964].

1 — диабазовые и андезитовые порфиры, лавобрекчии трахитов D_2 ; 2 — осадочные породы живета; 3 — карбонатные породы и кварциты венда; 4 — нефелиновые сиениты; 5 — щелочные сиениты; 6 — сленитодиориты; 7 — граносиениты и граниты; 8 — монзониты и сиениты; 9 — диориты; 10 — габбро, габбродиориты; 11 — дайны сиенит-порфиров, микросиенитов, ортофиоров, диабазов, альбититов.

Расположены Каратагские массивы в западной части Мрасской зоны в 22 км юго-западнее горы Патын. Залегают они почти целиком среди карбонатных пород рифея и раннего кембрия и только лишь массив горы Бол. Каратаг в своей юго-восточной части рвет флористически охарактеризованные красноцветные песчаники и алевролиты живета. Массивы имеют близкие к изометричным очертания и примерно одинаковую площадь. Их суммарная площадь равна 45 кв. км (рис. 35).

Массив горы Бол. Каратаг сложен щелочными сиенитами, которые перекрываются сверху диабазовыми, андезитовыми порфиритами и лавобрекчиями трахитов. В западной эндоконтактовой части массива имеются нефелиновые сиениты, в восточной — диориты и сиенитодиориты. Породы секутся дайками микрофойяитов, тингуаитов и сиенит-порфиров.

Щелочные сиениты сложены микроклин-пертитом, эгирином-авгитом (0—5%), баркевикитом (0—7%), биотитом (2—12%), акцессориями. Нефелиновые сиениты состоят из микроклин-пертита и альбита (50—70%), нефелина и либнерита (20—40%), эгирина-авгита, баркевикита, биотита (4—11%). Они относятся к фойяитам и ювитам. Диориты и сиенитодиориты содержат андезин, диопсид, бурую роговую обманку, биотит, натровый ортоклаз (0—25%), сфен.

Массив горы Мал. Каратаг имеет, вообще говоря, несколько необычный для девонских интрузий Кузнецкого Алатау состав. Он сложен

Т а б л и ц а 36

Средние химические составы пород каратагского комплекса

Оксиды, характеристики	1(n=2)		2(n=8)		3(n=7)		4(n=2)
	\bar{x}	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	
SiO ₂	50,70	62,39	3,50	58,05	0,96	69,16	
TiO ₂	1,57	0,69	0,35	0,30	0,34	0,42	
Al ₂ O ₃	17,72	16,71	0,91	20,04	0,61	15,10	
Fe ₂ O ₃	3,49	1,97	1,51	3,54	1,03	0,11	
FeO	7,05	3,32	1,08	3,10	0,85	2,08	
Σ FeO	10,19	5,09	2,20	6,28	0,87	2,17	
MnO	0,15	0,09	0,04	0,10	0,03	0,03	
MgO	3,54	1,48	1,12	0,13	0,07	0,78	
CaO	8,93	3,51	2,06	1,30	0,28	3,24	
Na ₂ O	4,91	6,20	1,12	8,25	0,87	4,99	
K ₂ O	1,63	3,42	1,55	5,18	0,24	3,93	
P ₂ O ₅	0,31	0,21	0,11	He опр.	—	0,16	
a	13,4	18,2	3,06	25,3	1,02	16,2	
c	5,3	1,8	1,50	0,2	1,49	1,7	
b	21,6	9,5	4,51	6,8	1,33	5,4	
b'	21,6	9,5	4,51	6,6	1,40	5,4	
f'	46	55	18,53	82	6,83	37	
m'	28	21	12,05	3	1,53	33	
n	82	74	9,98	71	2,49	66	
Q	-12,7	+2,2	5,65	-18,6	3,97	+19,2	
d	0,55	0,80	0,12	0,96	0,09	0,82	
α	29,1	9,5	7,82	0,7	5,98	9,6	
F	61,9	70,4	18,81	96,5	1,85	60,5	

П р и м е ч а н и е. 1 — габбро; 2 — щелочные сиениты; 3 — нефелиновые сиениты; 4 — граниты.
Источники анализов: С. С. Ильенко [1964].

граносиенитами, гранитами, нормальными двуполевошпатовыми и щелочными сиенитами, монцонитами, сиенитодиоритами, диоритами, габбродиоритами, габбро. Состав пород: 1) габбро и габбродиориты — плагиоклаз № 70—25, клинопироксен (15—20%), биотит (6—8%), единичные зерна бурого амфибола, акцессории; 2) монцониты и сиенитодиориты — андезин и олигоклаз, калишпат (от долей до 30%), кварц (0—10%), диопсид (5—10%), бурая роговая обманка, биотит, рудный, акцессории; 3) сиениты — калинатровый полевой шпат (57%), олигоклаз (20%), кварц (до 6%), пироксен (до 5%), обыкновенная роговая обманка (до 12%); 4) щелочные сиениты — натровый ортоклаз, пертит, альбит, редкие зерна кварца, геденбергита, биотита; 5) граниты — кварц (25%), ортоклаз или пертит (32%), олигоклаз, диопсид (4%), акцессории.

По С. С. Ильенку [1964], формирование Малокаратاغского массива происходило в две главные фазы. В первую очередь внедрялись габбро, затем граниты и сиениты. Взаимодействие гранит-сиенитовой магмы с габбро привело к появлению диоритов, монцонитов, сиенитодиоритов.

Химические анализы пород каратагского комплекса показаны в табл. 36.

МАГМАТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ ПОЗДНЕГО ПАЛЕОЗОЯ — РАННЕГО МЕЗОЗОЯ

ПЕРМСКАЯ ТРАПОВАЯ ФОРМАЦИЯ КУЗБАССА

Эта формация подробно описана В. А. Кутолиным [1963]. Проявлена она по восточной периферии Кузнецкого прогиба в Томь-Усинском, Мрасском, Терсинском, Крапивинском районах. Представлена несколькими крупными sillами долеритомонцонитов, монцонитов, долеритов, сопровождаемых дайками близкого состава. Мощность sillов — 10—130 м, мощность даек — от нескольких метров до нескольких десятков метров. Протяженность sillов достигает десятков километров. Залегают sillы и дайки среди угленосных отложений карбона и перми.

В составе формации В. А. Кутолиным описываются следующие типы пород.

1. Кварцево-оливиновые долеритомонцониты. Состоят из лабрадора (40—50%), калинатрового полевого шпата (15—20%), гортонолита (10—15%), клинопироксена (10—15%), кварца и микропегматита (6—8%), амфибола и биотита (3—4%).

2. Кварцевые долеритомонцониты. Отличаются от кварцево-оливиновых разновидностей меньшим содержанием оливина (3—6%), более высоким содержанием кварца и микропегматита (8—13%), меньшей основностью плагиоклаза (андезин № 44—47).

3. Кварцевые монцониты. Сложены андезином № 35—40 (30%), калинатровым полевым шпатом (30%), зеленой роговой обманкой (10%), клинопироксеном (5%), кварцем и микропегматитом (20%), биотитом (5%).

Помимо этих пород в краевых частях sillов и даек и в маломощных телах отмечаются в качестве структурных разновидностей порфировидные долеритомонцониты и долеритовые порфириты. В одном из sillов зафиксирована дайка микрогранита мощностью 20 см. Микрогранит состоит из кислого плагиоклаза, калинатрового полевого шпата, кварца (30%), незначительного количества зеленой роговой обманки и биотита.

Средний химический состав долеритомонцонитов и монцонитов трапповой формации Кузбасса (табл. 37) близок, в пересчете на числовые характеристики А. Н. Заварицкого, среднему составу эссекста по Дэли. Долеритомонцониты и монцониты принадлежат к классу неопределенных

Средние химические составы пород верхнепалеозойских-раннемезозойских магматических комплексов Кузнецкого Алатау

Оксиды, характеристики	Трапповая формация			Копьевский комплекс			
	1(n=7)		2 (n=1)	3(n=22)		4(n=13)	
	\bar{X}	S		\bar{X}	S	\bar{X}	S
SiO ₂	54,83	2,74	68,01	46,59	2,10	39,22	1,99
TiO ₂	2,08	0,78	0,76	2,23	0,54	2,34	0,46
Al ₂ O ₃	13,49	0,89	14,65	14,09	1,57	13,33	1,00
Fe ₂ O ₃	2,72	1,18	1,46	5,86	1,98	6,32	0,54
FeO	11,13	1,25	3,30	6,68	2,34	6,87	0,67
Σ FeO	13,58	1,86	4,61	11,95	1,83	12,55	0,85
MnO	0,24	0,03	0,04	0,16	0,07	0,20	0,07
MgO	2,68	1,26	0,44	8,38	2,90	10,12	1,68
CaO	6,17	0,83	1,54	10,84	2,69	14,26	2,36
Na ₂ O	3,40	0,38	4,54	3,25	1,01	3,71	0,86
K ₂ O	2,44	0,43	5,16	1,48	0,81	2,03	0,56
P ₂ O ₅	0,83	0,27	0,10	0,43	0,23	1,61	0,98
a	11,0	1,29	17,1	9,0	2,38	10,6	1,55
c	3,5	1,07	1,0	4,7	1,69	3,3	1,36
b	21,6	3,96	5,8	33,0	3,87	41,4	3,22
b'	21,6	3,96	5,8	33,0	3,87	41,4	3,22
f'	61	5,05	73	34	5,76	28	4,26
m'	20	6,44	13	41	9,51	40	5,13
n	68	2,95	57	77	11,00	73	8,47
Q	+2,4	5,14	+17,0	-16,2	5,15	-35,1	7,47
d	0,61	0,09	0,9	0,50	0,14	0,63	0,13
α	24,4	7,25	5,5	34,8	13,09	24,5	9,81
F	74,9	7,32	86,1	58,1	7,62	41,39	5,20

П р и м е ч а н и е. 1 — долеритомонзониты, монзониты, 2 — микрогранит, 3 — базальты севера прогиба; 4 — долериты, мельтейгиты, шикриты, анкарариты юга прогиба.

Источники анализов: Н. А. Охапкин, В. Л. Чубугина [1961].

В. А. Кутолин [1963], А. В. Крюков [1964], В. И. Геря, Е. С. Единцев [1975]
В. П. Костюк и др. [1977].

по меланократовости, щелочности и титанистости умереннонатровых пород.

Химический состав микрогранита близок среднему составу щелочного гранита по Дэли.

ПЕРМО-ТРИАСОВАЯ АССОЦИАЦИЯ ОСНОВНЫХ И УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД МИНУСИНСКОГО ПРОГИБА (КОПЬЕВСКИЙ КОМПЛЕКС)

Представители этого комплекса описывались, начиная с 1915 г., в северной части Минусинского прогиба, в окружении Копьевского купола [Эдельштейн Я. С., 1915; Чураков А. Н., 1932; Лучицкий И. В., 1960; Охапкин Н. А., Чубугина В. Л., 1961; Калмыков Н. Т., 1963; Крюков А. В., 1964; Костюк В. П. и др., 1977; и др.]. В последнее время сходные образования обнаружены и на юге прогиба — в северо-западном обрамлении Южно-Минусинской впадины [Геря В. И., Единцев Е. С., 1975].

На севере прогиба комплекс представлен дайками и некками щелоченных базальтов и долеритов, залегающих среди осадочных отложений карбона и, возможно, ранней перми. Дайки обладают мощностью от 3—4 до 100 м, протяженностью — до сотен метров и нескольких километров. Некки имеют диаметр до 150—250 м. Они пространственно совмещены с дайками, будучи приуроченными к тем же трещинам, вдоль которых формировались дайки. В настоящее время известно немногим более десяти некков. Сложены некки базальтами и эруптивными брекчиями.

Базальты даек и некков в качестве вкрапленников содержат оливин, клинопироксен, лабрадор. Основная масса состоит из зерен этих же минералов, продуктов их разложения, стекла, апатита, иногда анальцима и др. В базальтах часты включения инородных пород — пироксенитов, перидотитов, габброидов, гранитоидов, эфлогитоподобных пород и др. В числе базальтов некоторыми исследователями выделяются анкарамитовые базальты, лимбургит-анкарамиты, лимбургиты [Крюков А. В., 1964].

На юге прогиба из верхнепалеозойских образований описаны биотит-нефелиновые долериты, анкаратриты, пикриты. Биотит-нефелиновые долериты слагают дайку длиной 2 км и шириной 4—10 м. Они содержат по 18% нефелина и анальцима, остальное приходится на оливин, титанавгит, биотит, титаномagnetит, апатит, шпинель. Анкаратриты образуют некр размером 190×320 м. В их состав входят нефелин (21%), анальцим (10%), оливин, авгит, биотит, рудные, апатит, гранат. По периферии некка обнаруживаются породы типа мелилитового базальта, мельтейгита. Вблизи некка устанавливаются маломощные (до 0,3 м) пологие дайки нефелинового долерита. Пикриты тоже слагают дайку мощностью более 25 м. Состоят из оливина (50%), амфибола (30%), клинопироксена (7%), плагиоклаза (3—5%), биотита, хлорита, серпентина, апатита.

Химический состав верхнепалеозойских основных — ультраосновных пород северной и южной частей Минусинского прогиба показан в табл. 37. Обе группы пород относятся к меланократовым натровым высокотитанистым образованиям. Базальты севера Минусинского прогиба являются умеренновысокощелочными, породы юга прогиба — высокощелочными.

ОСНОВНЫЕ ТЕНДЕНЦИИ РАЗВИТИЯ МАГМАТИЗМА ПОВЫШЕННОЙ ЩЕЛОЧНОСТИ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ

Прослеживая характер развития магматизма повышенной щелочности Кузнецкого Алатау во времени, можно видеть, что одни из первых проявлений этого магматизма относятся к рифею — венду и связаны с ранними стадиями собственно геосинклинального периода развития салапрской геосинклинали области. Представлены щелочные породы рифея — венда трахилипаритами, трахидацитами, кварцевыми и бескварцевыми ортофирами. Масштабы проявления этих пород невелики.

Со временем количество оцелоченных пород в продуктах магматической деятельности Кузнецкого Алатау возрастает. Такие породы начинают играть заметную роль в составе некоторых эффузивных комплексов кембрия (главным образом среднего), где присутствуют ортофиры, латиты, трахилипариты, трахиандезитовые и трахибазальтовые порфириты, очень редко эпилейцитовые порфиры. Им кое-где сопутствуют кварцевые и бескварцевые сиениты, граносиениты и фельдшпатоидные сиениты.

В орогенных габбровых комплексах Кузнецкого Алатау относительное количество оцелоченных пород (разнообразных сиенитов, включая нефелиновые сиениты, диоритомонзонитов, габбро — повышенной щелочности и др.) становится еще большим, а в орогенной раннепалеозойской

формации гранитоидных батолитов оно достигает уже нескольких десятков процентов. В этой формации развиты сиениты, в том числе нефелиновые, граносиениты, сиенитодиориты.

Максимум проявлений субщелочного и щелочного магматизма в Кузнецком Алатау приходится на период среднепалеозойской (девонской) активизации. Повышенная щелочность присуща подавляющему большинству вулканических комплексов девона и всем без исключения интрузивным сообществам этого времени. В девоне широко развиты трахибазальтовые и трахиандезитовые порфириты, ортофиры, фельдшпатоидные вулканы, сиениты, граносиениты, щелочные граниты, щелочные габброиды и др.

Повышенный щелочной фон свойствен также всем верхнепалеозойским — раннемезозойским магматическим ассоциациям Кузнецкого Алатау.

Ареной проявления магматизма повышенной щелочности в основном явилась восточная, салаирская, часть Кузнецкого Алатау, которая по сравнению с западной половиной области характеризовалась в период ее геосинклинального развития меньшей тектонической активностью. Восточная часть начиная со среднего рифея (?) — венда представляла собой интрагеосинклинальное поднятие. В конце среднего кембрия она завершила свой собственно геосинклинальный период развития, а в верхнем кембрии — начале ордовика, после формирования гранитоидных батолитов, испытала окончательную стабилизацию.

В западной половине Кузнецкого Алатау ощелоченные породы развиты ограниченно, тем не менее фиксируются они здесь начиная с раннего — среднего кембрия. В отличие от восточной части области формирование их происходило преимущественно в условиях высокоподвижного интрагеосинклипального прогиба. Как и в восточной половине Кузнецкого Алатау, здесь встречаются высокощелочные фельдшпатоидные сиениты, однако распространены они чрезвычайно ограниченно.

Таким образом, на материале Кузнецкого Алатау реализуются давно известные геологам закономерности проявлений магматизма повышенной щелочности в подвижных поясах, а именно приуроченность этого магматизма во времени к заключительным этапам развития геосинклинальных систем, а в пространстве — к малоподвижным участкам последних. Однако пример Кузнецкого Алатау свидетельствует о том, что эти закономерности являются не исключительными, а преимущественными. Комплексы пород повышенной щелочности, в том числе содержащие в своем составе высокощелочные породы, появляются не только в заключительные этапы существования геосинклинальных систем, но и в собственно геосинклинальную стадию их развития, и не только в малоподвижных участках этих систем, но и в подвижных, энергично погружающихся интрагеосинклинальных прогибах. Начинаясь на достаточно ранних стадиях геосинклинального развития области магматизм повышенной щелочности в Кузнецком Алатау постепенно нарастает как по интенсивности своего проявления, так и по широте охватываемой им территории. В этом заключается одна из основных тенденций его развития.

Возрастание интенсивности субщелочного и щелочного магматизма во времени и в пространстве сопровождается определенным изменением состава его продуктов. Для того чтобы судить о характере этих изменений, сопоставим между собой однотипные породы из рассмотренных выше магматических комплексов Кузнецкого Алатау. Сопоставление будет производиться для интрузивных и эффузивных пород отдельно.

Фельдшпатоидные интрузивные породы. Представлены во всех случаях, за исключением массива горы Сокол, нефелиновыми разностями, которые варьируют по составу от уртитов до нефелиновых пироксенитов. Крайние члены этого ряда, особенно нефелиновые пироксениты, однако, редки, и из нефелиновых пород более всего распространены нефелиновые

сиениты. Определенных тенденций в изменении со временем петрографического состава отдельных петрографических типов нефелиновых пород не обнаруживается. Изменения сводятся к изменению абсолютных и относительных количеств этих пород, условий и форм их проявления, генезиса, состава ассоциаций, в которые они входят, к исчезновению или появлению новых типов пород. Наверняка имеются изменения в составе отдельных минералов, однако эти изменения как для нефелиновых, так и для других пород повышенной щелочности Кузнецкого Алатау пока не прослежены.

Из фиксируемых изменений обращают на себя внимание следующие. От раннего к среднему палеозою наблюдается возрастание количества нефелиновых пород с одновременным увеличением числа их типов. Так, наиболее древние из известных нам фельдшпатоидных пород Кузнецкого Алатау — нефелиновые породы горы Сокол — распространены весьма ограниченно и представлены сиенитами (ювитами, фойяитами), ассоциирующимися с псевдолейцитовыми сиенитами. Эти породы, в свою очередь, входят в состав шалымского комплекса кварцевых и бескварцевых сиенитов и иногда граносиенитов. В пространственной и временной близости с породами массива горы Сокол находятся эпилейцитовые порфиры вмещающей вулканической толщи среднего кембрия.

Следующая возрастная группа нефелиновых пород Кузнецкого Алатау связана с раннепалеозойскими сиенит-габбровыми и габбро-диоритомонцонитовыми комплексами. Ее отличает уже большее разнообразие петрографического состава, большая, чем в предыдущем случае, частота встречаемости, однако сами по себе масштабы проявления нефелиновых пород в каждом отдельном случае незначительны, даже меньшие, чем в связи с массивом горы Сокол. Из петрографических типов нефелиновых пород здесь фиксируются нефелиновые (миаскиты, фойяиты) и нефелинсодалитовые сиениты, эсекситы, эсекситодиориты, нефелинсодержащие диориты и в совершенно незначительном количестве — уртиты, мельтейгиты, нефелиновые пироксениты, нефелин-мелилитовые породы. Часть этих пород образует малоощипные дайки (обычно нефелиновые сиениты), другая часть — гнезда, жилы и линзообразные тела в контактовых частях массивов. Породы нередко имеют непостоянный состав. Своим возникновением они в значительной степени обязаны метасоматическим и контактово-реакционным явлениям.

В раннепалеозойской формации гранитоидных батолитов количество нефелиновых пород становится еще большим. Частота встречаемости нефелиновых пород здесь, правда, остается приблизительно на том же уровне, что и в раннепалеозойских сиенит-габбровой и габбро-диоритомонцонитовой ассоциациях, но масштабы их проявления возрастают. В связи с формацией раннепалеозойских гранитоидов появляются крупные скопления нефелиновых пород, часть из которых разведывалась на предмет их практического использования (Буланкульское месторождение).

Нефелиновые породы, ассоциирующие с раннепалеозойскими гранитоидами, отличаются невыдержанностью состава и непостоянством структур. Это связано с их преимущественно метасоматическим генезисом в результате нефелинизации пород ранних фаз формирования батолитов, предгранитных габбро, порфиритов и некоторых других пород. Наиболее часто нефелиновые породы этого формационного типа представлены нефелиновыми сиенитами (фойяитами, миаскитами, ювитами, изредка мариполитами), нефелиновыми сиенитодиоритами, нефелиновыми монцонитами, нефелиновыми диоритами, менее часто — эсекситами, тералит-, ийолит- и уртит-фенитами, ийолитоуртитами, урритами и некоторыми другими.

Максимум проявлений нефелиновых пород в Кузнецком Алатау как по числу этих проявлений, так и по их размерам приходится на девонское время. Девонские нефелиновые породы входят в состав нескольких раз-

нстипных породных ассоциаций. В наибольшем количестве они встречаются в кия-шалтырском щелочном сиенит-габбровом комплексе. Здесь нефелиновые породы представлены тералитами, ийолитами, эсекситами, мельтейгитами, берешитами, нефелиновыми монцонитами, тералитосиенитами, нефелиновыми сиенитами (главным образом фойяитами), полевошпатовыми урритами, урритами. Уртиты в отличие от аналогичных пород раннего палеозоя иногда образуют здесь значительные по размерам тела, в связи с чем являются в некоторых случаях объектом промышленной эксплуатации. Нефелиновые породы в девонской сиенит-габбровой ассоциации имеют преимущественно интрузивную природу. То непостоянство состава, которое свойственно этому типу пород в раннепалеозойских сиенит-габбровой, габбро-диоритомонцонитовой ассоциациях и особенно в формации гранитоидных батолитов, для них не характерно.

В меньшем количестве интрузивные нефелиновые породы девонского возраста известны на севере Кузнецкого Алатау, на Батеневском поднятии и в Горной Шории. На севере Кузнецкого Алатау к ним относятся нефелиновые и либнеритовые сиениты, которые в ассоциации с щелочными сиенитами и местами со слабо ощелоченными габбро слагают небольшие массивы. Помимо нефелиновых и либнеритовых сиенитов здесь, возможно, имеются и другие типы нефелиновых пород девона, но вопрос об их присутствии в связи с трудностями определения возрастной позиции интрузивных массивов севера Кузнецкого Алатау остается открытым.

На Батеневском поднятии к нефелиновым породам девонского возраста могут быть отнесены пока лишь нефелиновые сиениты (фойяиты), известные в составе Туимо-Карышских массивов щелочных сиенитов и граносиенитов (гранит-сиенит-граносиенитовый комплекс девона).

В Горной Шории девонские нефелиновые породы в небольшом количестве известны в пределах Мрасской зоны в составе каратагского комплекса, где они наряду с щелочными сиенитами, сиенитодиоритами и диоритами слагают массив горы Бол. Каратаг. Представлены нефелиновые породы фойяитами и ювитами.

У В. С. Мурзина [1973] имеется указание на присутствие, возможно, девонских нефелиновых сиенитов также в западной части Горной Шории — в Нижнемрасском районе, в зоне рифейско-раннепалеозойского интрагеосинклиналиного прогиба. Здесь они обнаружены в переотложенном состоянии (в виде гальки) в современных речных отложениях. Сведения по этим нефелиновым сиенитам скудны.

Так же скудны сведения и по урритам южной части Томского выступа. Имеется только указание об их присутствии [Казимиров И. П. и др., 1975]. Ни возраст, ни условия залегания, ни характер ассоциации, в которую входят уртиты, не ясны.

В последевонское время фельдшпатоидные породы — анальцимовые базальты, биотит-нефелиновые долериты, анкаратриты в незначительном количестве появляются в составе пермо-триасового копыевского комплекса базальтов и ультраосновных пород.

Сведения об эволюции химического состава нефелиновых пород Кузнецкого Алатау во времени дает рис. 36. На этой диаграмме приведены, с 95% доверительным интервалом, средние содержания породообразующих окислов и величины главных петрохимических характеристик в нефелиновых и лейцитовых (гора Сокол) сиенитах Кузнецкого Алатау. Жирной линией показаны доверительные интервалы средних значений выборок с нормальным законом распределения, тонкой линией — выборка, закон распределения которых отличается от нормального. При иллюстрации величин a и d двойной линией показана та часть доверительного интервала, которая при нанесении данного среднего значения a на диаграмму А. Н. Заварицкого (см. рис. 1) и среднего значения d на диаграмму И. В. Лучицкого (см. рис. 2) оказывается лежащей в поле «пород повышенной щелочности» и в поле «щелочных пород» соответствен-

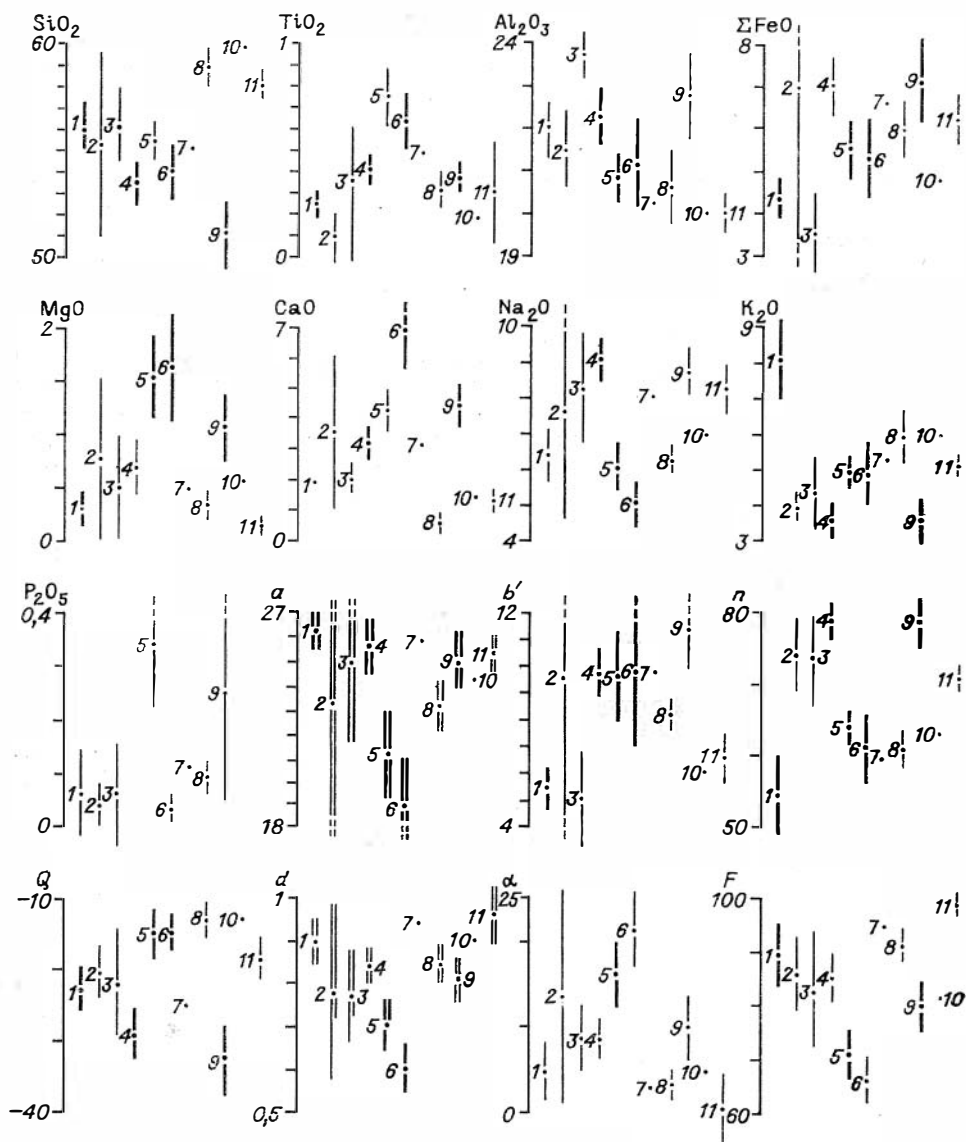


Рис. 36. Сопоставление химических составов нефелиновых и лейцитовых сиенитов различных породных ассоциаций Кузнецкого Алатау

Раннепалеозойские ассоциации: 1 — гора Сокол (табл. 3, ан. 5); 2 — гора Бол. Куль-Тайга (табл. 22, ан. 9); 3 — гора Бол. Таскыл (табл. 19, ан. 3); 4 — Ударинский массив (табл. 19, ан. 9); 5 — Буланкульское месторождение (табл. 8, ан. 1); 6 — участок Тырдапов улус (табл. 8, ан. 2); 7 — Николкинский массив (табл. 20, ан. 7). **Девонские ассоциации:** 8 — центральная часть Мартайги (табл. 31, ан. 7); 9 — кня-шалтырский комплекс (табл. 33, ан. 10); 10 — Туймо-Карышские массивы (табл. 35, ан. 4); 11 — гора Бол. Каватар (табл. 36, ан. 3).

но. При иллюстрации величины d сплошной и штриховой линиями (см. последующие рис. 40 и 41) показана та часть доверительного интервала которая при нанесении на диаграмму И. В. Лучицкого оказывается лежащей в поле 2 этой диаграммы.

Знакомство с диаграммой (см. рис. 36) показывает, что никакой генеральной закономерности в изменении химизма нефелиновых сиенитов с переходом от нефелиновых сиенитов раннего палеозоя к нефелиновым сиенитам девона не наблюдается. Отмечаются лишь закономерности более частного порядка. Так, от раннепалеозойских к девонским нефелиновым сиенитам в некоторых случаях имеет место постепенное уменьшение содержания кремния, глинозема, возрастание содержания калия. По со-

держанию же других окислов и величинам петрохимических характеристик те и другие сиениты в основном сходны друг с другом. Несколько особняком стоят лишь нефелиновые породы Булан-Куля и Тырданова улуса. Они обособляются по содержанию титана, магния, отчасти кальция, по величине железистости и некоторым другим параметрам. Такое обособленное положение этих пород объясняется пестротой их состава, присутствием среди них наряду с нормальными нефелиновыми сиенитами более основных разновидностей нефелиновых пород вплоть до нефелиновых диоритов и даже эссекситов.

Сиениты (нефельдшпатоидные). Эти породы в геологической истории Кузнецкого Алатау фиксируются начиная с раннего — среднего кембрия (по И. П. Ивонину [1968] — с протерозоя). В кембрии сиениты известны в составе шалымского комплекса на западном склоне Кузнецкого Алатау и в мелких телах и конгломератах на его восточном склоне (район д. Катюшкино и ст. Ербинская). В шалымском комплексе они представлены кварцевыми и бескварцевыми преимущественно двуполевошпатовыми биотитовыми и роговообманковыми разновидностями. В небольшом количестве здесь известны однополевошпатовые щелочные пертит-антипертитовые сиениты.

В районе д. Катюшкино сиениты принадлежат к кварцевым и бескварцевым одно- и двуполевошпатовым биотитовым и роговообманковым разновидностям, в районе ст. Ербинская — к кварцевым одно- и, возможно, двуполевошпатовым биотитовым и роговообманковым (частью рибекитовым) типам.

Следующая возрастная группа сиенитов связана с раннепалеозойской сиенит-габбровой формацией. Представлена эта группа практически целиком кварцевыми и бескварцевыми однополевошпатовыми пертит-антипертитовыми щелочными сиенитами, содержащими в качестве темноцветных минералов пироксен, роговую обманку и иногда биотит. Последний не характерен для сиенитов патынского комплекса, для массива горы Бол. Таскыл и встречается в основном в сиенитах Новоберикульского и северной части Ударнинского плутонов, т. е. в тех интрузивах раннепалеозойской сиенит-габбровой формации, появление сиенитов в которых явно связано со становлением раннепалеозойских гранитоидных батолитов.

Двуполевошпатовые сиениты в связи с раннепалеозойской сиенит-габбровой формацией редки. Они появляются лишь в контактовых зонах сиенитовых тел в качестве контаминированных разновидностей. И только в одном случае (в массиве горы Мал. Куль-Тайга) двуполевошпатовые сиениты образуют более или менее значительные массы.

В раннепалеозойской формации гранитоидных батолитов однополевошпатовые пертит-антипертитовые сиениты играют скромную роль, и здесь на первый план выступают двуполевошпатовые биотитовые, роговообманковые и пироксеновые кварцевые и бескварцевые сиениты повышенной основности. Они постоянно дают переходы к кварцевым и бескварцевым сиенитодиоритам, реже — к граносиенитам.

Однополевошпатовые пертит-антипертитовые щелочные сиениты раннепалеозойской батолитовой формации по своему петрографическому типу аналогичны пертит-антипертитовым сиенитам сиенит-габбровой ассоциации. Различия заключаются, в частности, в более широком развитии в сиенитах батолитовой формации биотита.

В девонских ассоциациях Кузнецкого Алатау нефельдшпатоидные сиениты развиты, вообще говоря, нешироко. Это касается их как абсолютных, так и относительных количеств. В девонских ассоциациях преобладающим типом салических пород являются граниты и граносиениты, причем это касается не только девонских интрузивов всего Кузнецкого Алатау в целом, но и девонских интрузивов его восточного склона, где сиениты встречаются наиболее часто. В самом богатом сиенитами гранит-сиенит-граносиенитовом комплексе девона Батенёвской зоны сиениты содержат-

ся в меньшем относительном количестве, чем в шалымском комплексе, и, вероятно, не в большем относительном количестве, чем двуполевошпатовые и пертит-антипертитовые сиениты в раннепалеозойских гранитоидных батолитах восточного склона Кузнецкого Алатау.

Девонские сиениты встречаются в ассоциациях двух типов — в парагенезисе с основными породами и в парагенезисе с гранитоидами. В первом случае в основном представлены нефелиновыми разностями, чем, кстати, они отличаются от сиенитов раннепалеозойской сиенит-габбровой ассоциации. нефелиновые разности среди которых редки, во втором — кварцевыми и бескварцевыми пертит-антипертитовыми щелочными сиенитами. Последние очень походят по своему облику, составу и структуре на пертит-антипертитовые сиениты раннепалеозойских батолитовой и особенно сиенит-габбровой ассоциаций. В качестве темноцветных минералов содержат габстинсит, эгирин, эгирин-авгит, реже — геденбергит, салит, рибекит, иногид — биотит.

Такие же пертит-антипертитовые щелочные сиениты сопутствуют иногда и нефелиновым сиенитам в девонских ассоциациях с участием основных пород.

Двуполевошпатовые сиениты в массивах девонского возраста редки. Иногда они появляются в ассоциации с пертит-антипертитовыми сиенитами как их эндоконтактные контаминированные разности, изредка слагают самостоятельные тела (Тёя, Мал. Каратаг).

О соотношении химизма нефельдшпатоидных сиенитов различных породных ассоциаций Кузнецкого Алатау можно судить по рис. 37. В диаграмму включены средние составы сиенитов всех описанных в работе магматических комплексов, исключая двуполевошпатовые сиениты раннепалеозойской формации гранитоидных батолитов, химизм которых рассматривается вместе с сиенитодиоритами, граносиенитами и другими породами первой фазы гранитоидных батолитов.

Главный вывод, который вытекает из анализа диаграммы (см. рис. 37), заключается в том, что никакой определенной направленности в изменении химизма нефельдшпатоидных сиенитов во времени в пределах Кузнецкого Алатау не наблюдается. Обращает на себя внимание постоянство, за редкими нерегулярными исключениями, состава сиенитов в отношении таких элементов, как кремнезем, магний, кальций, в меньшей степени — титан, железо, фосфор. Содержания алюминия, натрия и калия подвержены заметным вариациям, но эти вариации носят незакономерный характер. Интересно, что наиболее калиевыми являются кембрийские сиениты района д. Катюшкино, шалымского комплекса и щелочные сиениты большинства массивов раннепалеозойской формации гранитоидных батолитов. Наиболее высокое значение параметра a обнаруживают опять-таки кембрийские сиениты района д. Катюшкино, раннепалеозойские сиениты Бол. Таскыла, и щелочные сиениты батолитовой формации.

Гранитоидные породы сосредоточены главным образом в раннепалеозойской формации гранитоидных батолитов. В несравненно меньшем количестве они присутствуют в некоторых девонских ассоциациях и в совершенно незначительных объемах — в добатолитовых комплексах — в шалымском сиенитовом комплексе и в раннепалеозойской сиенит-габбровой ассоциации.

В шалымском комплексе гранитоиды представлены граносиенитами, которые являются, по существу, обогащенными кварцем сиенитами этого комплекса. Относятся они к двуполевошпатовым биотитовым и роговообманковым типам.

В раннепалеозойской сиенит-габбровой ассоциации гранитоиды встречаются в патынском комплексе. Там они более всего развиты в массиве горы Бол. Куль-Тайга, где к ним принадлежат граносиениты и граниты. Те и другие содержат два полевых шпата (калинатровый полевой шпат и кислый плагиоклаз), биотит и обыкновенную роговую обманку. Такого же

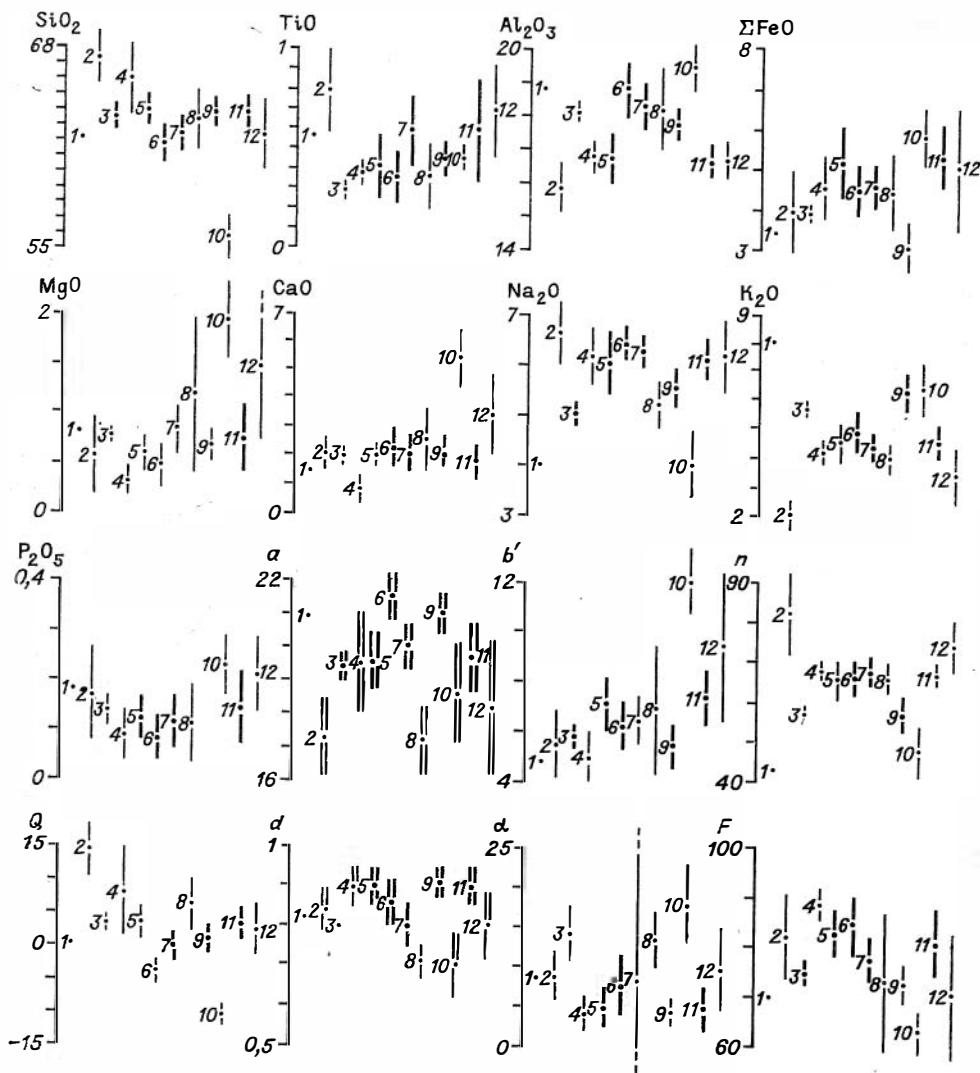


Рис. 37. Сопоставление химических составов нефельдитовидных сиенитов различных породных ассоциаций Кузнецкого Алатау:

Раннепалеозойские ассоциации: 1 — район д. Катюшкино (табл. 2, ан. 4); 2 — сиениты из конгломератов района ст. Ербинская (табл. 2, ан. 5); 3 — шалымский комплекс (табл. 3, ан. 6); 4 — гора Комариная (табл. 2, ан. 8); 5 — патынский комплекс (табл. 22, ан. 15); 6 — гора Бол. Таскын (табл. 19, ан. 2); 7 — Новоберикульский и Уларинский массивы (табл. 19, ан. 12); 8 — Николкинский массив (табл. 20, ан. 6); 9 — средний состав щелочных сиенитов улень-тумского комплекса (табл. 12, ан. 3); 10 — Леспромхозный интрузив (табл. 24, ан. 4). Девонские ассоциации: 11 — Тумо-Карышские и Улугзасский массивы (табл. 35, ан. 12); 12 — гора Бол. Каратаг (табл. 36, ан. 2).

типа биотитовые граниты зафиксированы в виде одной дайки на Патыне. Есть граниты и граносиениты и на Узасе, но там они принадлежат к типичным щелочным разновидностям (кварц, альбит, калишпат, эгирин, арфведсонит).

В раннепалеозойской формации гранитоидных батолитов гранитоиды варьируют по составу от плагиогранитов и гранодиоритов до лейкократовых, аплитовидных и изредка щелочных гранитов. На восточном склоне Кузнецкого Алатау в составе формации часто встречаются граносиениты. Характерной особенностью батолитовых гранитоидов является практически постоянное присутствие в них двух полевых шпатов. Однополевошпатовые разновидности, особенно лишенные плагиоклаза, среди них редки. Темноцветные минералы в этих гранитоидах представлены биотитом, обык-

новенной роговой обманкой, диопсидом, салитом, авгитом. Щелочные темноцветы в них большая редкость.

Состав девонских гранитов и граносиенитов Кузнецкого Алатау явно смещен по отношению к раннепалеозойским батолитовым гранитоидам в сторону лейкократовых и ощелоченных разновидностей. Среди девонских гранитоидов имеется два петрографических типа пород. Один из них близок к лейкократовым гранитам и граносиенитам батолитовой формации. Для него характерно наличие двух полевых шпатов, а из темноцветных минералов — биотита, ощелоченной зеленой роговой обманки, редко пироксена и арфведсонита. Другой тип гранитов и граносиенитов принадлежит к однополевошпатовым щелочным разновидностям. В состав его входят пертитовый калинатровый полевой шпат, рибекит, арфведсонит, эгирин, иногда бурая роговая обманка. В этом типе значительно большую относительную роль играют граносиениты.

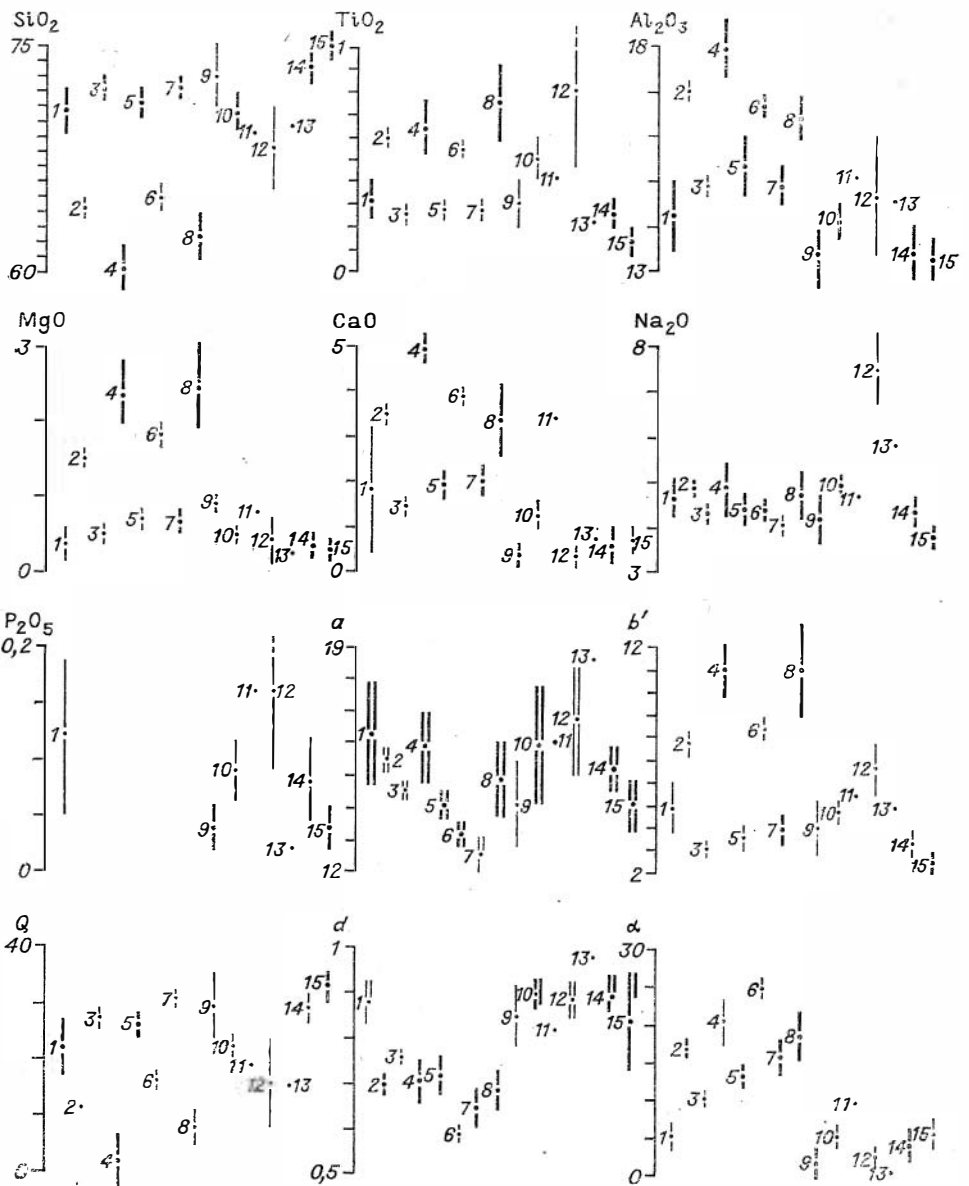
Из девонских гранитоидов наиболее распространены гранитоиды первого типа. Они развиты на западном склоне Кузнецкого Алатау и в западной части Мартайги, где слагают самостоятельные комплексы (кистальский, тыштмынский). Граносиениты этого типа встречаются и на восточном склоне Кузнецкого Алатау (Улугзасский и Тейские массивы).

Гранитоиды второго типа распространены только на восточном склоне Кузнецкого Алатау в составе гранит-сиенит-граносиенитового комплекса девона и в чрезвычайно ограниченном количестве — в центральной части Мартайги в ассоциации с девонскими эффузивами и интрузивными породами Талановского грабена.

На рис. 38 показаны средние химические составы гранитоидов рассмотренных нами магматических комплексов. Диаграмма прежде всего иллюстрирует собой уже неоднократно отмеченные различия в щелочности раннепалеозойских гранитоидов восточного и западного склонов Кузнецкого Алатау. Так, гранитоиды первой и второй фаз восточного склона превосходят гранитоиды соответствующих фаз западного склона по содержанию калия и величине параметров a и d . Они также менее пересыщены кремнеземом, чем породы западного склона. Гранитоиды первой фазы восточного склона, кроме того, богаче гранитоидов первой фазы западного склона натрием.

Породы мартайгинского комплекса в соответствии со своей географической позицией и петрографическим составом занимают по величине ряда химических параметров промежуточное положение между раннепалеозойскими гранитоидами восточного и западного склонов. Такой промежуточный характер четко устанавливается для гранитов второй фазы комплекса. Эти граниты, которые охарактеризованы нами на примере лейкократовых гранитов Дудетского плутона, почти по всем параметрам не обнаруживают различий по t -критерию с гранитами ни восточного, ни западного склонов. Особенно наглядно промежуточный характер химизма гранитов второй фазы мартайгинского комплекса виден на примере железа, калия, величины параметров b' и d . Эти величины в гранитах восточного и западного склонов четко отличаются по t -критерию друг от друга. В мартайгинских же гранитах они не обнаруживают таких различий ни с теми, ни с другими гранитами, являясь как бы связующим звеном между ними.

В отличие от гранитоидов второй фазы имеющийся у нас средний химический состав пород первой фазы мартайгинского комплекса (а представлен он средним составом сиенитодиоритов и двуполевошпатовых сиенитов Дудетского и Ударнинского плутонов) обнаруживает аналогичное промежуточное положение между химическими составами соответствующих раннепалеозойских гранитоидов восточного и западного склонов Кузнецкого Алатау лишь по содержанию натрия и величине n . По двум из остальных параметров этот состав сходен с составом гранитоидов первой фазы западного склона, по трем параметрам — с гранитоидами восточного склона и по шести параметрам не похож ни на те, ни на другие



породы. По содержанию K_2O , величинам a и d гранитоиды первой фазы мартайгинского комплекса сходны с гранитоидами первой фазы восточного склона Кузнецкого Алатау.

Двуполевошпатовые сиениты и сиенитодиориты, встречающиеся в составе раннепалеозойских гранитоидных батолитов западного склона Кузнецкого Алатау, близки по химизму породам первой фазы гранитоидных батолитов восточного склона. Они отличаются от них в большую сторону лишь по содержанию магния и величине b' , т. е. характеризуются большей меланократовостью. Большим химическим сходством двуполевошпатовые сиениты и сиенитодиориты западного склона обладают и с аналогичными породами мартайгинского комплекса. Различия между ними обнаруживаются лишь в содержании алюминия и кальция. От среднего состава пород первой фазы раннепалеозойских гранитоидных батолитов западного склона они отличаются по содержанию кремния, титана, калия, по величинам a , Q , d .

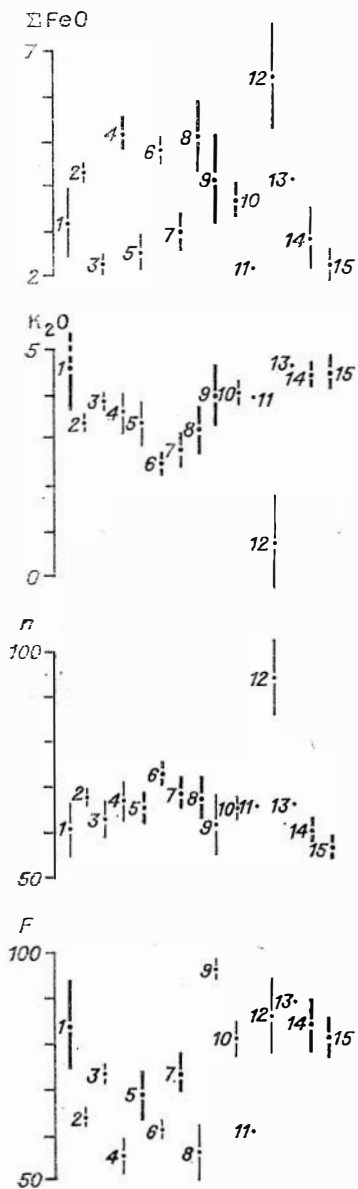


Рис. 38. Сопоставление химических составов гранитоидов различных породных ассоциаций Кузнецкого Алатау.

Раннепалеозойские ассоциации: 1 — патынский комплекс (табл. 22, ан. 16); 2—8 — раннепалеозойская формация гранитоидных батолитов: 2 — ульень-туимский комплекс, первая фаза (табл. 12, ан. 1), 3 — то же, вторая фаза (табл. 12, ан. 2), 4 — гранитоиды первой фазы Дудетского и Николзинского плутонов (табл. 20, ан. 8), 5 — граниты второй фазы Дудетского плутона (табл. 20, ан. 3), 6 — гранитоиды западного склона Кузнецкого Алатау, первая фаза (табл. 23, ан. 1), 7 — то же, вторая фаза (табл. 23, ан. 2), 8 — сиенитодиориты и двуполовощатые сиениты из плутонов западного склона (табл. 24, ан. 5); 9 — комплекс субвулканических интрузивов раннего ордовика Золотонитатской зоны (табл. 2, ан. 1). Девонские ассоциации: 10 — гранит-сиенит-граносиенитовый комплекс Батеневской зоны (табл. 35, ан. 15); 11 — каратагский комплекс (табл. 36, ан. 4); 12 — кварцевые микросиенит- и граносиенит-порфиры северо-восточной части Кузнецкого Алатау (табл. 33, ан. 11); 13 — граниты и граносиениты Талановского грабена (табл. 31, ан. 8, 9); 14 — чебулинский комплекс (табл. 29, ан. 4); 15 — кристальский комплекс (табл. 27, ан. 4).

К гранитам второй фазы раннепалеозойской батолитовой формации близки по химизму гранитоиды патынского комплекса и девонских интрузивных ассоциаций Кузнецкого Алатау. По содержанию отдельных окислов девонские гранитоиды никаких определенных устойчивых различий от гранитов второй фазы батолитовой формации (исключая отчасти кальций) не обнаруживают. Но они хорошо отличаются от этих гранитов более высоким значением коэффициента апатитности, меньшим анортитовым числом и большей железистостью. По этим же параметрам от раннепалеозойских гранитов отличаются и граниты патынского комплекса.

Ряд вариаций в химическом составе гранитоидов наблюдается внутри девонских ассоциаций. Так, с переходом из восточных районов Кузнецкого Алатау в западные районы девонские гранитоиды становятся богаче кремнием, беднее титаном, кальцием, натрием. В них возрастает относительная роль калия, уменьшается показатель b' . Самыми бедными калием из девонских гранитоидов являются кварцевые микросиенит-

порфиры северо-восточной части Кузнецкого Алатау, которые ассоциируют с сильно натровыми, вплоть до нефелиновых, эффузивными и интрузивными породами девона.

Породы основного состава и ассоциирующие с ними диориты (породы базитовой породной группы) сосредоточены главным образом в раннепалеозойских габбровых комплексах и в незначительном количестве — в некоторых интрузивных ассоциациях девона. Среди них выделяется целый ряд петрографических типов. Эти типы, в отличие, например, от рассмотренных выше петрографических типов нефелиновых пород и сиенитов, которые в своем распространении имеют, за редким исключением, сквозной характер, не ограничиваясь приуроченностью к магматическим ассоциациям определенного состава и возраста, наоборот, часто обнаруживают временную или пространственно-временную привязку. Из таких петрографических типов основных и средних пород прежде всего следует остановиться на авгит-амфиболовых, амфибол-авгитовых и амфиболовых габро,

Оптические свойства роговой обманки и клинопироксена в некото-

Массив	Плаггиоклаз	Роговая		
		Окраска	$\angle cNg^\circ$	$-2V^\circ$
Района Булан-Куля ((мас- сив 5, рис. 7)	32—48	Зеленая	15—16	65—68
Карагагский (массив 6, рис. 7), Правобережья Ужунжула (массив 1, рис. 7)	42—68	Буровато-зеленая	14—20	62—73
Частайгинский	45—80	»	11—15	56—73
Малосырский (массив 7, рис. 7)	30—60	Зелено-бурая	12—17	64—71
Когтахский	60—90			
Бассейна Теренсу (рис. 9)	75—90			
Узункольский (рис. 8)	30—64	Буровато-зеленая	14—17	61—72
Района Соры (рис. 8)	Бурая	14—16	66—71	
Района ст. Полуторник (рис. 14)	38—50	Буровато-зеленая	14	67—71
Ударнинский (рис. 20)	30—95	Зелено-бурая	12	72—82
Новобериккульский (рис. 18)	35—68	»	10—16	56—75
Малобаянзасский	40—45	Бурая	9—16	66—74
Водопадный	30—82			73—76
Шорбинский	55—60	Зелено-бурая	19—20	70—75
Верховьев р. Кондома	28—52	»	16—20	69—71
Бассейна р. Золотой Китат	28—58	Буровато-зеленая	16	64—70
Кундустуюльский	18—68	Желто-бурая	16—19	75—80
Подлунный голец	30—62			57—72

габбродиоритах и диоритах первой фазы когтахского комплекса и раннепалеозойского сиенит-габбрового комплекса Мариинской Тайги. Это очень характерные образования, состоящие из умеренноосновного, редко — высокоосновного плаггиоклаза, бурой или зеленовато-бурой роговой обманки, часто авгита (местами салита или диопсида), апатита, магнетита. Роговая обманка и пироксен имеют во всех случаях сходные оптические константы (табл. 38). Породы обладают гипидиоморфнозернистой структурой. Наибольшая степень идиоморфизма свойственна роговой обманке.

Такого типа габбро, габбродиориты и диориты в других (из рассмотренных нами) породных ассоциациях не встречаются. Вместе с тем они обнаруживают определенное петрографическое сходство с габбро, габбродиоритами и диоритами некоторых иных, не описанных в настоящей работе, раннепалеозойских и рифейских магматических комплексов Кузнецкого Алатау. Сходные образования имеются, например, в предшествующих раннепалеозойским гранитоидам габбровых массивах Горной Шории. А. Д. Минин [1977] описывает такие габбро в северной части осевой зоны Кузнецкого Алатау. Формационная принадлежность этих габбро пока не установлена, но ясно, что ни те, ни другие к сиенит-габбровому или габбро-диоритомонцитовому типу не принадлежат. Весьма похожие породы фиксируются также в раннекембрийской габбро-диорит-диабазовой ассоциации Горной Шории, в частности в Шорбинском массиве, хорошо знакомом одному из авторов настоящей работы. Определенным сходством с рассматриваемыми габбро, габбродиоритами и диоритами обладают габбро и диориты раннекембрийского кундустуюльского плаггиогранит-габбрового комплекса на севере Кузнецкого Алатау и некоторые разновидности пород рифейского или раннепалеозойского буйского габбро-диорит-диабазового комплекса.

рых раннепалеозойских габбро и диоритах Кузнецкого Алатау

обманка		Пироксен			Источники
Np	Ng	2V°	Np	Ng	
1,664	1,686	57	1,679	1,707	Наши данные
1,660—1,664	1,686—1,690	57—58	1,681	1,707	» »
1,664—1,678	1,686—1,701	52—59	1,683—1,695	1,707—1,716	» »
1,660—1,668	1,688—1,692	57—59	1,682—1,692	1,709—1,716	П. А. Балыкин [1976]
		53	1,679—1,681	1,700—1,703	Наши данные
		53	1,688	1,712	С. Л. Халфин [1965]
1,664—1,669	1,687—1,695	56—59	1,685—1,696	1,709—1,721	Наши данные
1,660—1,668	1,683—1,693	53—54	1,683	1,709	» »
1,660	1,687	53—54	1,682	1,708	» »
1,664—1,669	1,690—1,695	50—56	1,679—1,692	1,707—1,710	» »
1,661—1,667	1,687—1,697	53—56	1,683—1,690	1,709—1,716	» »
1,661—1,675	1,687—1,699	54—58	1,690—1,695	1,713—1,717	» »
1,665—1,680	1,686—1,704	50—56	1,685—1,696		А. Д. Минин [1977]
1,665—1,676	1,685—1,703	57	1,696—1,706		Там же
1,664—1,666	1,686—1,688	56—57	1,684	1,706—1,708	Наши данные
1,663—1,669	1,686—1,692	54—58	1,687	1,713	» »
1,665	1,688	54	1,687	1,710	» »
1,666—1,670	1,688—1,692	55—60	1,685—1,694	1,710—1,722	М. П. Кортусов [1967a]
1,658—1,662	1,665—1,680	51	1,676	1,706	С. С. Ильенко [1965]

Сходство когтахских и мартайгинских амфиболсодержащих габбро и диоритов с габбро и диоритами других ассоциаций, о котором идет здесь речь, заключается в одинаковом наборе главных породообразующих минералов (плагноклаз, обыкновенная бурая или зелено-бурая роговая обманка, авгит, салит, диопсид) и в одинаковых оптических свойствах этих минералов (см. табл. 38). Кроме того, породы обладают одинаковыми взаимоотношениями между минералами, одинаковым или близким структурным рисунком и воспринимаются при изучении под микроскопом как однотипные образования. Для объективного суждения о степени сходства пород обратимся к их химизму.

С этой целью нами составлена диаграмма (рис. 39). Из нее видно, что амфиболсодержащие габбро и диориты первой фазы когтахского комплекса более всего походят по химизму на габбро и диориты Новоберикульского и северной части Ударнинского массивов, а также на породы раннекембрийского габбро-диорит-диабазового комплекса юга Горной Шории. С первыми из них обнаруживаются различия по *t*-критерию в содержании кремния и фосфора, со вторыми — в содержании магния. С габбро и диоритами кундустульского комплекса различия устанавливаются уже по трем параметрам (кремний, кальций, фосфор), с породами раннекембрийской габбро-диорит-диабазовой ассоциации осевой и западной частей Кузнецкого Алатау — по пяти, с интрузивами, описанными А. Д. Мининым, — по шести и с породами буйского комплекса — по восьми параметрам.

Габбро и диориты Новоберикульского и северной части Ударнинского массивов меньше всего различий обнаруживают с породами кундустульского комплекса и юга Горной Шории (в первом случае по калию, во втором — по магнию). Затем идут, по мере возрастания количества разли-

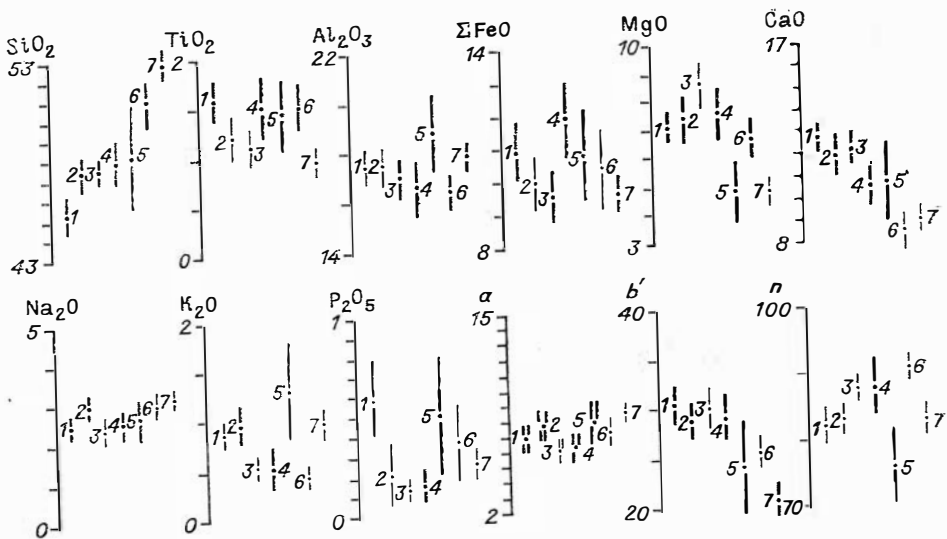


Рис. 39. Сопоставление химических составов амфиболсодержащих габбро, габбро-диоритов и диоритов различных породных ассоциаций Кузнецкого Алатау.
 1 — когтахский комплекс (табл. 4, ан. 1); 2 — раннепалеозойский сиенит-габбровый комплекс Мартайги — Новобериккульский и Ударнинский массивы (табл. 19, ан. 14); 3 — интрузивы, описанные А. Д. Мининым [1977]; 4 — кундустуяльский комплекс [Кортусов М. П., 1967а]; 5, 6 — раннекембрийские габбро-диорит-диабазовые ассоциации: 5 — юга Горной Шории, 6 — осевой и западной частей Кузнецкого Алатау (обе по О. И. Никонову); 7 — буйский комплекс.

чий, породы интрузивов, описанных А. Д. Мининым, буйского комплекса и габбро-диорит-диабазовой ассоциации осевой и западной частей Кузнецкого Алатау.

Таким образом, при наличии внешнего петрографического сходства амфиболсодержащих габбро и диоритов когтахского комплекса и раннепалеозойского сиенит-габбрового комплекса Мартайги с близкими по петрографическому типу породами ряда других интрузивных ассоциаций Кузнецкого Алатау, по химическому составу сравниваемые образования отличаются друг от друга. Отличия эти бывают в одних случаях небольшие, в других — достаточно внушительные. Помимо тех отличий, которые вытекают из рис. 39, хотелось бы отметить еще одно, касающееся уровня щелочности пород: габбро и диориты всех ассоциаций, сравниваемых с когтахским комплексом и раннепалеозойским сиенит-габбровым комплексом Мартайги, относятся к классу неопределенных по щелочности или низкощелочных пород. Амфиболсодержащие же габбро и диориты когтахского комплекса и северной части Ударнинского плутона являются умереннощелочными. Габбро и диориты Новобериккульского массива неопределены по щелочности.

Наличие петрографического сходства между амфиболсодержащими габбро и диоритами сопоставленных выше породных ассоциаций свидетельствует об определенной преемственности состава и условий формирования этих ассоциаций. Такая преемственность вполне объяснима, поскольку сопоставляемые магматические комплексы относительно близки по времени формирования, так или иначе связаны с единым (в широком плане) геосинклинальным базитовым магматизмом и даже в некоторых случаях (интрузивы, описанные А. Д. Мининым, и раннепалеозойские сиенит-габбровые массивы Мартайги) сменяют друг друга по латерали. Различия же являются неизбежным следствием своей в каждом конкретном случае направленности в развитии процессов магматизма, приводивших к формированию разных по своему типу породных ассоциаций.

В когтахском комплексе встречается еще один петрографический тип основных пород, который может быть выделен в качестве характерного

типа — это очень основные авгитовые оливковые и безоливиновые габбро и эвкриты массива горы Когтах. Близкие по составу этим габбро и эвкритам породы, частью переходные к только что описанным амфиболсодержащим разновидностям, встречаются в некоторых других массивах когтахского комплекса (Малосырском, Сартыгойском), но за пределами комплекса, в интрузивах других рассмотренных нами породных ассоциаций, практически отсутствуют. Подобные образования в незначительном количестве появляются лишь в расслоенных массивах патынского комплекса и в интрузиве горы Бол. Таскыл, где они слагают маломощные «слои». Из интрузивных ассоциаций Кузнецкого Алатау, не рассматриваемых в настоящей работе, похожие габбро и эвкриты встречаются в раннепалеозойской дунит-пироксенит-габбровой формации. Однако в этой формации их отличает меньшее содержания титан- и фосфорсодержащих минералов [Поляков Г. В. и др., 1973] и некоторые другие признаки.

К достаточно своеобразным образованиям, легко узнающимся под микроскопом, следует отнести также широко распространенные в составе патынского комплекса и в части массивов раннепалеозойского сиенит-габбрового комплекса Мартайги оливковые и безоливиновые титан-авгитовые габбро. Их отличает наличие окрашенного в сиреневые тона пироксена, почти постоянное присутствие керсутита, часто биотита, среднезернистые гипидиоморфнозернистые структуры. Распространение этих габбро, по-видимому, ограничивается раннепалеозойскими сиенит-габбровой и, возможно, пироксенит-габбровой формациями. В других породных сообществах Кузнецкого Алатау нам такие породы видеть не приходилось.

Безусловно, своеобразным типом пород, присущим почти целиком когтахскому комплексу, являются биотит-пироксеновые и двупироксеновые диориты и диоритомонциты второй фазы этого комплекса. За пределами Батенёвской зоны подобные образования в незначительном количестве встречены в Ударнинском и Большетаскыльском интрузивах. Несколькими напоминаящие их по набору минералов клинопироксеновые биотитсодержащие калишпатовые габбро и монциты имеются в девоне (Большесемёновский массив).

В качестве самостоятельного петрографического типа пород могут рассматриваться также офитовые габбро. Встречаются они, правда, редко, и нами наблюдались всего лишь в трех случаях — в Макаракском, Кия-Шалтырском массивах и в поле развития щелочных сиенитов Туимо-Жарышского водораздела. Но это достаточно специфические образования. Они относятся к клинопироксеновым, реже — оливин-клинопироксеновым разновидностям. Имеют крупно-, реже среднезернистую структуру. Их наиболее характерная черта — резкий идиоморфизм плагиоклаза по отношению к пироксену. По химическим анализам эти габбро всегда обнаруживают повышенную щелочность и, что интересно, во всех трех случаях принадлежат к девонским или проблематично девонским образованиям. Такая возрастная приуроченность, вероятно, объясняется фациальностью этих пород — их, вполне естественной для девонских интрузивных образований Кузнецкого Алатау, малой глубиной формирования и небольшой величиной эрозионного среза слагаемых ими тел. На появлении офитовых структур, возможно, сказывались и какие-то особенности состава девонских базитовых магм, быть может, их повышенная щелочность.

В раннепалеозойских габбро когтахского, патынского комплексов и сиенит-габбрового комплекса Мартайги нам офитовых структур наблюдать не приходилось. Указания, однако, на присутствие в раннем палеозое офитовых габбро имеются.

Соотношение химических составов габбро и диоритов когтахского, патынского комплексов, раннепалеозойского сиенит-габбрового комплекса Мартайги и девонских интрузивных ассоциаций Кузнецкого Алатау показано нами на рис. 40. Эта диаграмма дает возможность произвести

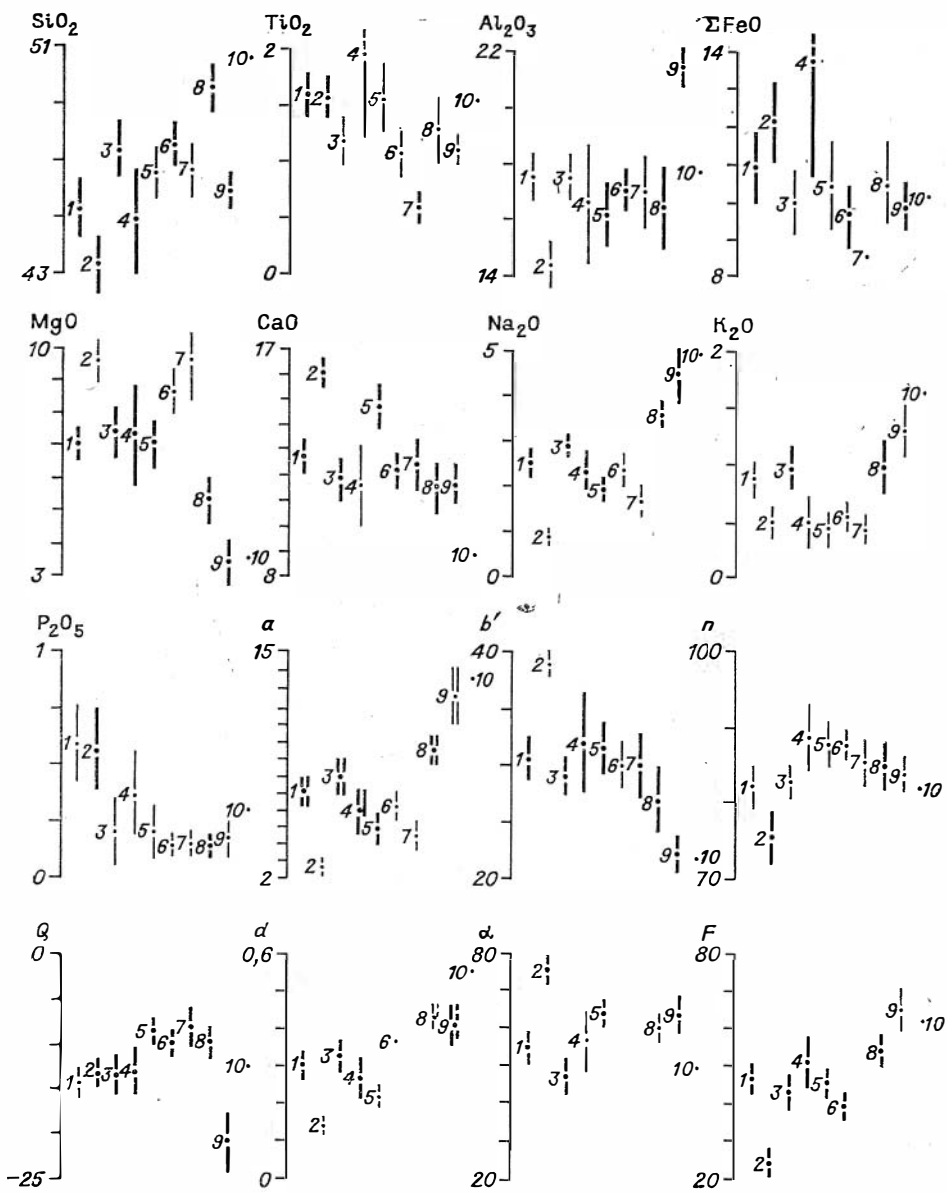


Рис. 40. Сопоставление химических составов габбро и ассоциирующих с ними диоритондов различных породных ассоциаций Кузнецкого Алатау.

Раннепалеозойские ассоциации: 1 — когтахский комплекс (исключая гору Когтах) (табл. 4, ан. 1); 2 — гора Когтах (табл. 4, ан. 2); 3 — Ударнинский и Новоберкульский массивы (табл. 19, ан. 11); 4 — гора Бол. Таскыл (табл. 19, ан. 1); 5 — патынский комплекс (табл. 22, ан. 14); 6 — интрузивы, описанные А. Д. Мининым [1977]; 7 — дунит-пироксенит-габбровая формация Кузнецкого Алатау [Основные черты..., 1972]. Девонские ассоциации: 8 — Макаракий массив (табл. 31, ан. 1); 9 — кня-шалтырский комплекс (табл. 33, ан. 1); 10 — каратагский комплекс (табл. 36, ан. 1).

целый ряд сопоставлений, из которых нам бы хотелось остановиться на следующих. Во-первых, обращает на себя внимание четкая химическая обособленность по ряду параметров девонских габбро от раннепалеозойских. Девонские габбро превосходят раннепалеозойские по содержанию натрия, по величинам *a*, *d* и беднее их магнием. По содержанию калия они стоят на уровне амфиболсодержащих габбро когтахского комплекса и сиенит-габбрового комплекса Мартайги, а по величине *n* вообще не обнаруживают отличия от раннепалеозойских габбро. Габбро некоторых девонских ассоциаций оказываются богаче раннепалеозойских габбро по со-

держанию кремния, алюминия и превосходят их по общей железистости. Высокие содержания алюминия обнаруживают габбро кия-шалтырского комплекса. Эта особенность их химизма коррелируется с присутствием в составе комплекса большого количества высокоглиноземистых фельдшпатоидных салических пород.

При сопоставлении амфиболсодержащих габбро когтахского комплекса и раннепалеозойской сиенит-габбровой ассоциации с габбро усинского комплекса выясняется, что амфиболсодержащие габбро превосходят усинские по таким показателям щелочности, как содержание натрия, калия, коэффициент a . Они также более недосыщены, чем усинские габбро, кремнеземом (меньше Q) и богаче титаном. Габбро же патынского комплекса и Бол. Таскыла по этим параметрам (кроме более высокого содержания титана) от усинских габбро не отличаются.

Сильно отличаются от габбро усинского комплекса габбро когтахского массива. Отличия эти наблюдаются почти по всем параметрам, приводимым на диаграмме (см. рис. 40).

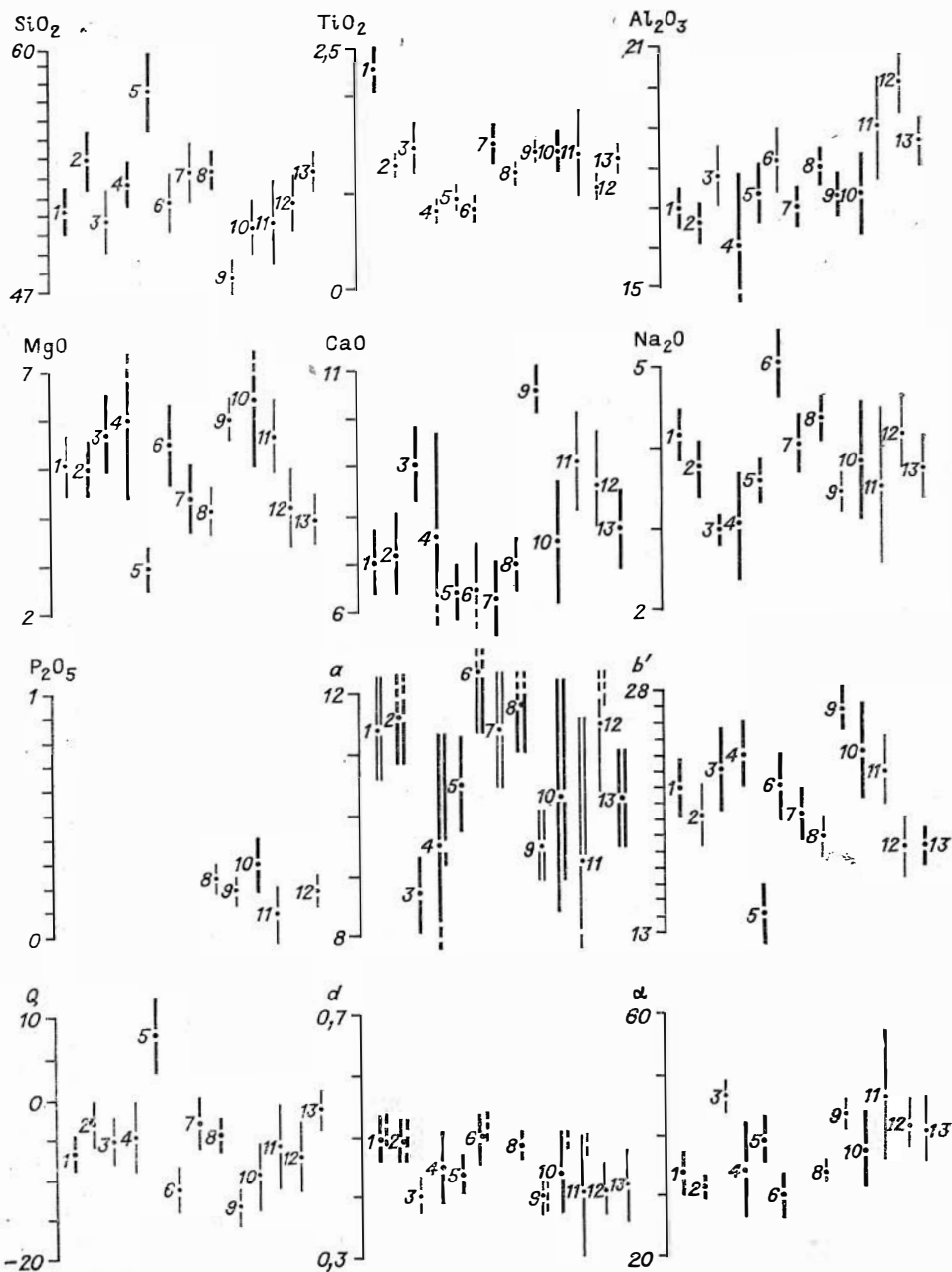
От интрузивов, описанных А. Д. Мининым, амфиболсодержащие габбро и диориты когтахского и сиенит-габбрового комплексов отличаются одновременно лишь по содержанию калия (в большую сторону). Когтахские габбро и диориты, кроме того, обнаруживают различия по кремнию, титану, магнию, фосфору, величинам n и Q , а габбро и диориты раннепалеозойского сиенит-габбрового комплекса Мартайги — по натрию, величинам a и n .

О степени химического сходства с интрузивами, описанными А. Д. Мининым, габбро патынского комплекса и Бол. Таскыла речь шла в разделе, посвященном патынскому комплексу.

Эффузивные породы. Во всех рассмотренных нами вулканических ассоциациях эти породы представлены базальтовыми, андезитовыми и салическими вулканитами ряда трахит — трахилипарит (липарит). В небольшом количестве встречаются фельдшпатоидные разности. Основные и средние вулканиты решительно преобладают в составе всех ассоциаций, исключая, быть может, девонские вулканические толщи юго-восточной периферии Кузнецкого прогиба и отдельные разрезы, например в составе эффузивных комплексов девона Батеневской зоны. Салические вулканиты изредка представлены только ортофирами и близкими к ним образованиями, но чаще ортофирами и более кислыми породами вплоть до трахилипаритов и липаритов. Есть вулканические комплексы, в которых ортофиры, судя по всему, отсутствуют (девонская вулканическая ассоциация юго-восточной периферии Кузнецкого прогиба). Фельдшпатоидные эффузивные породы известны пока лишь в составе трех ассоциаций — в ранне-среднекембрийском вулканическом комплексе кондомской зоны и в девонских комплексах севера и северо-востока Кузнецкого Алатау.

В отличие от интрузивных образований подразделение перечисленных разновидностей эффузивных пород на более дробные петрографические типы — дело затруднительное, поэтому мы ограничимся лишь сопоставлением химического состава вулканитов различных ассоциаций и прослеживанием изменения этого состава во времени.

Основные показатели химизма пород вулканических ассоциаций показаны нами на рис. 41 и 42. Первая из этих диаграмм составлена для пород базитовой группы, вторая — для щелочносалической и кислой. Диаграммы дают возможность проследить характер изменения химизма пород рассматриваемых вулканических ассоциаций по латерали и во времени. Изменений таких много, но в большинстве своем они не подчинены каким-либо общим закономерностям. Устойчивые изменения, т. е. изменения, охватывающие более чем две ассоциации и имеющие определенную направленность во времени или в пространстве, достаточно редки. Наблюдаются они по латерали. К числу их относится возрастание, при движении от северо-восточных районов Кузнецкого Алатау к его западному



склону, в породах базитовой группы девонских вулканических комплексов содержания кремния и уменьшение содержания магния и показателя общей меланократовости. В этом же направлении в салических вулканитах девонских ассоциаций возрастает содержание кремния и уменьшаются содержания алюминия, железа и натрия.

В ряду додевонских вулканических ассоциаций наблюдается, например, уменьшение содержания титана в базитовых вулканических комплексах кембрия западного склона Кузнецкого Алатау по сравнению с базитами одновозрастных вулканических комплексов восточного склона. Любопытно обособление по показателю F от салических вулкаников всех рассмотренных ассоциаций салических вулкаников эффузивных комплексов раннего — среднего кембрия.

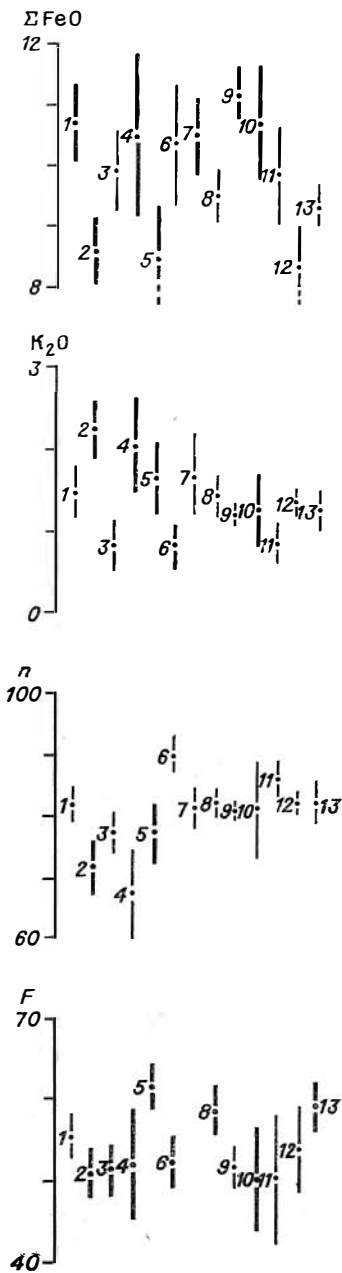


Рис. 41. Сопоставление химических составов базитовых вулканитов различных породных ассоциаций Кузнецкого Алатау.

1 — рифей — венда восточного склона Кузнецкого Алатау; 2—5 — раннего — среднего кембрия: 2 — Батеневской, 3 — Кийской, 4 — Кондомской, 5 — Тельбесской зон; 6 — раннего кембрия и 7 — раннего ордовика Золотокитатской зоны [Белусов А. Ф., 1976]; 8—13 — раннего — среднего девона: 8 — Батеневской зоны (табл. 34, ан. 5), 9 — северо-востока Кузнецкого Алатау (табл. 32, ан. 5), 10 — Талановского (табл. 30, ан. 3) и 11 — Палатнинского грабенов (табл. 30, ан. 1), 12 — северо-восточного (табл. 25, ан. 3) и 13 — юго-восточного (табл. 25, ан. 1) обрамлений Кузнецкого прогиба.

При прослеживании характера изменения химизма вулканических пород во времени обнаруживается, что базитовые вулканиты девона Батеневской зоны богаче базитовых вулканитов рифея и кембрия этой же зоны алюминием. Салические вулканиты девона юго-востока Кузнецкого прогиба богаче салических вулканитов кембрия Кондомской и Тельбесской зон кремнием и беднее алюминием и калием. Салические вулканиты девона Талановского и Палатнинского грабенов Мартайги превосходят салические вулканиты кембрия Кийской зоны по общей железистости и уступают им по меланократности и содержанию натрия и т. д.

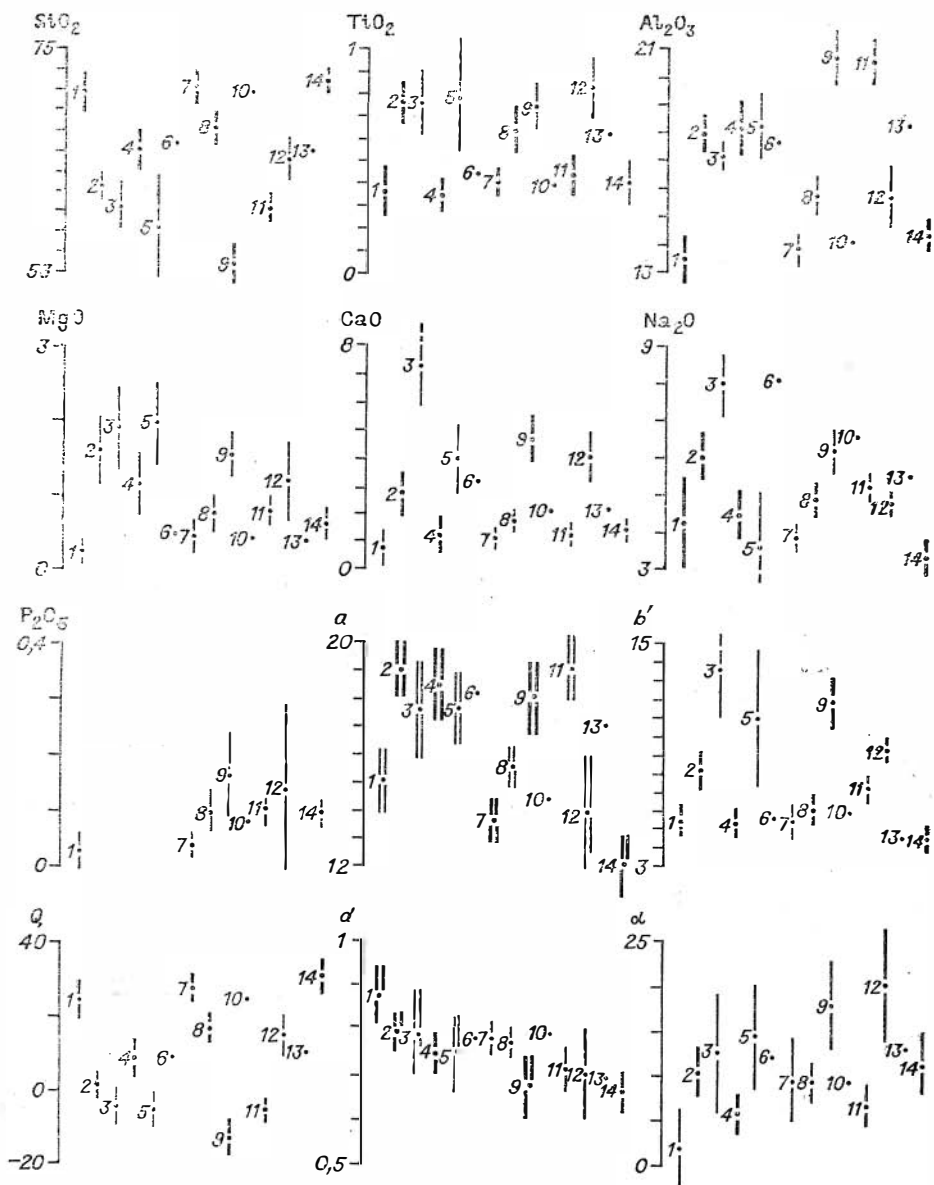
По таким показателям щелочности, как a , d , α , породы базитовой группы вулканических ассоциаций Кузнецкого Алатау выглядят довольно однообразно. По n они несколько отличаются друг от друга. Наиболее калиевыми из них являются базиты раннего — среднего кембрия Батеневской и Кондомской зон.

Наиболее пересыщены кремнеземом базитовые вулканиты кембрия Тельбесской зоны, наименее пересыщены — базитовые вулканиты раннего кембрия Золотокитатской зоны и девона северо-востока Кузнецкого Алатау.

Салические вулканиты более дифференцированы по показателям a , d , α . В ряду этих пород намечается тенденция постепенного уменьшения коэффициента агпаитности от вулканических толщ рифея — венда восточного склона Кузнецкого Алатау к вулканическим толщам девона юго-восточной части Кузнецкого прогиба.

Наибольшая калиевость здесь свойственна породам шести ассоциаций — одной ассоциации рифея — венда, трем — раннепалеозойским и двум — девонским. Наименьшую калиевость обнаруживают породы двух ассоциаций кембрия и кислые вулканиты девона Талановского грабена. Наиболее высокая пересыщенность кремнеземом свойственна салическим вулканитам рифея — венда восточного склона Кузнецкого Алатау, раннего ордовика Золотокитатской зоны, девона юго-восточной периферии Кузнецкого прогиба и кислым вулканитам девона Талановского грабена. Наиболее недосыщенны кремнеземом салические вулканиты девона северо-востока Кузнецкого Алатау.

Характерная для Кузнецкого Алатау картина развития субщелочного и щелочного магматизма, далеко уходящая своими корнями в геосинкли-



нальную историю этой части Алтае-Саянской складчатой области, не является уникальной. Случаи появления пород повышенной щелочности, чаще всего ортофиров, трахиандезитов, трахибазальтов, реже сиенитов, фельдшпатоидных пород и др., в доорогенный период развития складчатых систем известны на примере целого ряда регионов. Такие случаи описываются для салаирид Центрального Казахстана, для Урала, Туркестано-Алая, Кавказа, Альп, Карпат, для северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса, Сихотэ-Алиня, Аппалачей и др. В Алтае-Саянской области сходная с Кузнецким Алатау картина развития магматизма повышенной щелочности наблюдается в западной, салаирской, части Восточного Саяна. Это, в общем-то, и понятно, поскольку салаириды Восточного Саяна являются восточным продолжением салаирид Кузнецкого Алатау. Они имеют одинаковую с ними геологическую историю, сходные наборы осадочных и магматических формаций. Однако изучены магматические формации в Восточном Саяне в целом менее детально, чем в Кузнецком Алатау.

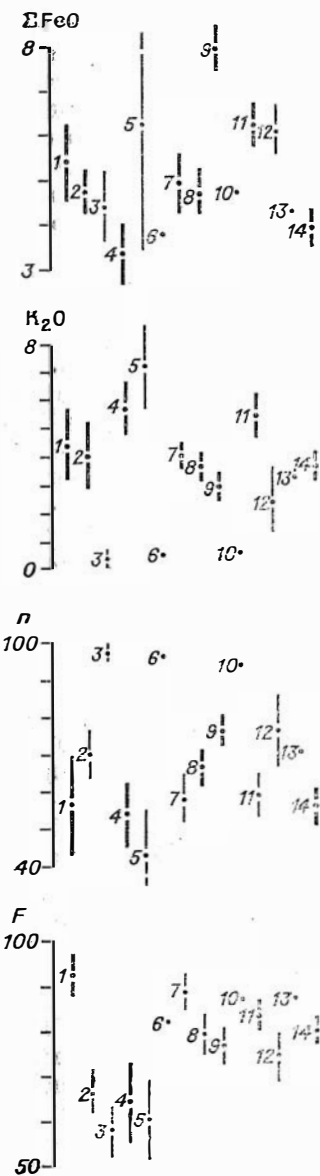


Рис. 42. Сопоставление химических составов силических вулканитов различных породных ассоциаций Кузнецкого Алатау.

1 — рифей — венда восточного склона Кузнецкого Алатау (табл. 2, ан. 1); 2—5 — раннего — среднего кембрия: 2 — Батеневской (табл. 2, ан. 3), 3 — Кийской (табл. 2, ан. 2), 4 — Кондомской (табл. 2, ан. 6), 5 — Тельбесской (табл. 2, ан. 7) зон; 6 — раннего кембрия (табл. 2, ан. 9) и 7 — раннего ордовика (табл. 2, ан. 10) Золотокитатской зоны; 8—14 — раннего — среднего девона: 8 — Батеневской зоны (табл. 34, ан. 14), 9 — северо-востока Кузнецкого Алатау (табл. 32, ан. 6), 10 — Талановского грабена (иногда группа) (табл. 30, ан. 5), 11 — Талановского грабена (щелочносиликатная группа) (табл. 30, ан. 4), 12 — Палатинского грабена (табл. 30, ан. 2), 13 — северо-восточного (табл. 25, ан. 4) и 14 — юго-восточного (табл. 25, ан. 2) обрамления Кузнецкого прогиба.

В западной половине Восточного Саяна, так же как и в Кузнецком Алатау, в ассоциации с кембрийскими раннегеосинклинальными силическими вулканитами описываются сиениты и граносиениты. Хорошо известны геологам, судя по всему, раннепалеозойские сиенит-габбровые плутоны кизирского комплекса. Имеются здесь аналогичные плутонам улень-туимского комплекса раннепалеозойские гранитоидные батолиты сиенит-граносиенит-гранитного типа. Наконец, в Восточном Саяне широко распространены ощелоченные девонские вулканиты, некоторым из них сопутствуют массивы гранитов, сиенитов и нефелиновых сиенитов.

Аналогичную кузнецко-алатауской ситуацию с геологическими условиями проявления пород повышенной щелочности, вероятно, можно ожидать в Восточной Туве, которая тоже является структурой салаирской консолидации и характеризуется довольно широким развитием в ней сиенитов, нефелиновых сиенитов, субщелочных и щелочных гранитов, ощелоченных вулканитов и некоторых других пород повышенной щелочности. Эти породы в основной своей массе относятся к девону, но, вероятно, так же, как

и в Кузнецком Алатау, среди них имеются более древние образования.

Ощелоченные породы, появляющиеся на достаточно ранних стадиях геосинклинального развития, судя по всему, присутствуют в Западном Забайкалье, где случаев проявления субщелочного и щелочного магматизма известно очень много и существуют указания на связь некоторых из этих проявлений, например, с раннепалеозойскими батолитовыми гранитоидами. В Западном Забайкалье имеются сиенит-габбровые массивы (моностойский комплекс), которые параллелизовались в свое время с раннепалеозойскими, по нашим представлениям, сиенит-габбровыми массивами Кузнецкого Алатау и оказались, по последним данным, подобно сиенит-габбровым интрузивам Мартайги, сочетающими в себе породы двух возрастных групп — раннепалеозойские габбро и более поздние сиениты.

В каледонидах и герцинидах Алтае-Саянской области (Западный Саян, Алтай) аналогов магматическим комплексам Кузнецкого Алатау с участием пород повышенной щелочности, рассмотренным в настоящей работе, почти нет. На Алтае и в Западном Саяне проявляются лишь вул-

канические голцы и граниты, подобные таковым юго-восточного обрамления Кузнецкого прогиба. Вообще же субщелочные и щелочные породы развиты в зоне Алтае-Саянских каледонид и герцинид весьма ограниченно.

Приуроченность главной массы субщелочных и щелочных пород юга Сибири к зонам салаирской и байкальской складчатости подчинена определенной пространственной закономерности, которая легко улавливается на мелкомасштабных геологических картах, в частности на недавно составленной М. П. Орловой и В. И. Красновым «Карте размещения щелочных магматических формаций СССР» [1978]. Породы эти явно тяготеют к обрамлению Сибирской платформы, как бы оконтуривая ее. В рамки этой закономерности вписывается и размещение пород повышенной щелочности Кузнецкого Алатау, появление и широкое распространение которых в геологическом плане, видимо, в первую очередь следует объяснять близостью Кузнецкого Алатау к Сибирской платформе. Возникновению этих пород на ранних стадиях существования салаирской геосинклинали Кузнецкого Алатау, вероятно, способствовало также то обстоятельство, что заложение этой геосинклинали происходило, судя по всему, на консолидированном байкальском основании. Процессам ощелочения в некоторых случаях, например в раннепалеозойской формации гранитоидных батолитов, явно благоприятствовало широкое развитие в пределах Кузнецкого Алатау карбонатных толщ.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Опыт изучения магматизма повышенной щелочности Кузнецкого Алатау показывает, что магматизм этот начинается в собственно геосинклинальную стадию развития салаирской геосинклинали области и, усиливаясь во времени, достигает своего апогея в период среднепалеозойской активизации Кузнецкого Алатау. При этом увеличиваются количество щелочных и субщелочных пород в магматических комплексах и число комплексов с участием таких пород, возрастает в целом роль высокощелочных типов пород, иногда увеличивается их петрографическое разнообразие и т. д.

С ощелоченными комплексами Кузнецкого Алатау связан целый ряд полезных ископаемых. Это, прежде всего, нефелиновые породы. Наиболее крупные и богатые месторождения таких пород связаны с комплексами изверженных пород девона северо-восточной части Кузнецкого Алатау. Большой практический интерес представляют фельдшпатоидные породы Кондомской зоны Горной Шории, так как они относятся к калиевой линии щелочного магматизма. Заслуживают внимания нефелиновые породы, связанные с раннепалеозойской формацией гранитоидных батолитов. В составе этой формации известны крупные месторождения нефелиновых руд, но в общем для нефелиновых пород данной группы характерны более низкие, чем, например, для щелочных пород девона, содержания нефелина и сильные вариации в их составе и структуре, связанные с преимущественно метасоматическим генезисом этих пород.

С рядом описанных в работе магматических комплексов связаны железорудные месторождения (Кондомской группы, Тейское и др.), с патынским комплексом — железо-титановые руды и повышенные содержания апатита, с когтахским комплексом — метаморфогенные месторождения апатита ошурковского типа и месторождение наждака, с раннепалеозойскими батолитовыми гранитоидами восточного склона — скарновые медно-вольфрам-молибденовые месторождения, с гранитоидами этой же части формации севера Кузнецкого Алатау — золоторудные месторождения и др.

- Адамчук И. П.** Петрология Тайдонского плутона (Кузнецкий Алатау). Автореф. канд. дис. Томск, 1968. 13 с.
- Алабин Л. В.** К расчленению отложений тельбесской серии на севере Кузнецкого Алатау.— В кн.: Материалы по минерал., петрогр. и полезным ископаемым Зап. Сибири и Краснояр. края. Вып. 3. Томск, Изд-во ТГУ, 1965, с. 127—132.
- Алабин Л. В.** Нижнекембрийский габбро-плагногранитный комплекс на севере Кузнецкого Алатау.— Геол. и геофиз., 1966, № 4, с. 81—89.
- Алабин Л. В.** Об ордовикском вулканизме в Кузнецком Алатау.— Геол. и геофиз., 1968а, № 1, с. 120—123.
- Алабин Л. В.** Геология и условия образования Центрального и Кундатского массивов мартайгинского гранитоидного комплекса. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1968б. 24 с.
- Алабин Л. В.** Центральный массив мартайгинского гранитоидного комплекса (Кузнецкий Алатау).— В кн.: Магматические формации Сибири и Дальнего Востока. М., Наука, 1971, с. 169—213.
- Алабин Л. В.** Проблемы генезиса и пространственного размещения сyenитов и скарново-магнетитовых руд в Кюндомском районе Горной Шории.— В кн.: Проблемы дифференциации вещества в магматических и рудообразующих процессах. Новосибирск, Наука, 1977, с. 94—139.
- Ананьев А. Р.** Кожуховский гранито-диоритовый массив в северо-западных отрогах Кузнецкого Алатау.— Учен. зап. Томск. гос. ун-та, 1950, № 4, с. 77—99.
- Андреева Е. Д.** К вопросу о нефелинизации на примере уртитового массива в Кузнецком Алатау.— Труды Ин-та геол. рудных месторожд., петрогр., минерал. и геохимии, 1962, вып. 76, с. 81—98.
- Андреева Е. Д.** Щелочной магматизм Кузнецкого Алатау. М., Наука, 1968. 168 с.
- Афанасьев Г. Д.** Петрографические исследования в связи с марганцевым оруденением в Ойротии и Горной Шории в 1934 г.— Материалы по петрогр., геохимии Кузнецкого Алатау и Алтая, 1937, ч. IV, с. 5—93.
- Баженов И. К.** Нефелиновые породы восточного склона Кузнецкого Алатау.— В кн.: Вопросы геологии Сибири. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1945, с. 188—225.
- Баженов И. К.** Эффузивный и жильный комплекс щелочных и нефелиново-щелочных пород восточного склона Кузнецкого Алатау.— В кн.: Материалы по геол. Зап. Сибири. Вып. 64. М., Госгеолтехиздат, 1963, с. 243—270.
- Балицкий Д. К., Лучицкий И. В., Сакович Т. Н.** Кузнецкий прогиб и восточная часть Колывань-Томской складчатой системы.— В кн.: Сравнит. палеовулканология среднего и верхнего палеозоя юга Сибири и Вост. Казахстана. Новосибирск, Наука, 1966, с. 144—166.
- Балькин П. А.** О формах проявления и генезиса нефелина и калиевого полевого шпата в породах Частайгинского массива (Кузнецкий Алатау).— Геол. и геофиз., 1976, № 11, с. 134—143.
- Балькин П. А.** Раннепалеозойский габбро-диорит-монцонитовый комплекс Белоюсско-Батеневского поднятия Кузнецкого Алатау. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1977а. 21 с.
- Балькин П. А.** Балахчинский массив двупроксеновых монцонит-диоритов и диоритов (Кузнецкий Алатау).— В кн.: Магматические формации Сибири. Новосибирск, Наука, 1977б, с. 58—79.
- Баранова С. А., Геря В. И., Ионин Г. М.** Апатитовосность южной части Уйбатского плутона.— В кн.: Материалы по металлогении и полезным ископаемым Краснояр. края. Вып. 5. Красноярск, 1968, с. 172—176.
- Белостоцкий И. И., Зоненшайн Л. П., Красильников Б. Н. и др.** Тектоническое районирование и закономерности формирования Алтае-Саянской складчатой области.— Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1959, т. XXXIV, вып. 6, с. 3—22.
- Белюсов А. Ф.** Проблемы анализа эффузивных формаций. Новосибирск, Наука, 1976. 330 с.

- Белоусов А. Ф., Довгаль В. Н.** История развития субщелочного и щелочного магматизма Кузнецкого Алатау.— Геол. и геофиз., 1972, № 4, с. 22—27.
- Белоусов А. Ф., Кочкин Ю. Н., Полякова З. Г.** Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозоя Горного Алтая, Горной Шории и Салаирского кряжа. М., Наука, 1969. 282 с.
- Белоусов А. Ф., Налетов Б. Ф., Полякова З. Г.** Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозоя Кузнецкого Алатау. Новосибирск, Наука, 1974. 211 с.
- Бергер М. Г.** О нефелиновых породах Кия-Шалтырского, Горячегогорского и Кургусульского интрузивов (северо-восточная часть Кузнецкого Алатау).— Докл. АН СССР, 1961, т. 136, № 5, с. 1201—1204.
- Бергер М. Г.** К характеристике девонского щелочного магматического комплекса севера Кузнецкого Алатау.— Докл. АН СССР, 1962, т. 143, № 2, с. 394—397.
- Богатиков О. А.** Петрология и металлогения габбро-снейитовых комплексов Алтае-Саянской области. М., Наука, 1966. 239 с.
- Богатиков О. А.** О возрасте Патынского габбро-снейитового комплекса в Кузнецком Алатау.— В кн.: Определенные абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических процессов. М., Наука, 1973, с. 89—90.
- Богнибов В. И.** Большереченский габбро-норитовый комплекс в Тельбесском районе Горной Шории.— В кн.: Магматические формации Сибири и Дальнего Востока. М., Наука, 1971, с. 61—102.
- Богнибов В. И.** Раннедевонский дайковый комплекс плагионорфиров восточного склона Кузнецкого Алатау.— В кн.: Среднепалеозойские интрузии гранитов и снейитов Кузнецкого Алатау и северо-западной части Восточного Саяна. Новосибирск, Наука, 1974, с. 85—148.
- Богнибов В. И.** Проявление нефелиновых пород в связи с раннепалеозойскими гранитоидами в Кузнецком Алатау.— В кн.: Гранитоидные комплексы Сибири. Новосибирск, Наука, 1979, с. 49—57.
- Богнибов В. И., Кривенко А. П., Вицина Т. Р., Балыкин П. А.** Апатитоносность котатского габбро-диорит-монцитонитового комплекса в Кузнецком Алатау.— В кн.: Геология, петрохимия и рудоносность магматических форм. Новосибирск, 1978, с. 71—85.
- Бозин А. В.** Сравнительная геолого-петрографическая характеристика щелочных пород некоторых массивов в северо-восточной части Кузнецкого Алатау и вопросы их генезиса.— Докл. АН СССР, 1962, т. 144, № 2, с. 412—414.
- Бозин А. В.** Петрология Кия-Шалтырского, Кургусульского и Горячегогорского массивов (Кузнецкий Алатау). Автореф. канд. дис. Красноярск, 1968. 35 с.
- Болтухин В. П., Скобелев Ю. Д., Турченко Г. П.** Вулканогенные комплексы Кузнецкого Алатау.— В кн.: Геол. и литол. эффузивно-осадочных формаций Сибири. Новосибирск, 1964, с. 5—16.
- Болтухин В. П., Турченко Г. П.** Геология и петрография девонских вулканогенных толщ юго-восточного обрамления Кузбасса.— В кн.: Проблемы палеовулканологии Средней Сибири. Красноярск, 1970, с. 73—74.
- Болтухин В. П., Турченко Г. П.** Некоторые особенности девонского вулканизма Кузнецкого Алатау.— В кн.: Девонские прогибы Саяно-Алтайской горной области. Новокузнецк, 1972, с. 17—20.
- Бородин Л. С., Гладких В. С.** К петрологии щелочных базальтов Кузнецкого Алатау.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 12, с. 5—20.
- Булытников А. Я.** Золоторудные формации и золотоносные провинции Алтае-Саянской горной страны. Томск, 1948. 299 с.
- Васильев Б. Д.** К петрохимии пород Мартайгинского и Кийского интрузивных комплексов.— В кн.: Материалы по минерал., петрогр. и полезным ископаемым Зап.-Сибири и Краснояр. края. Вып. 2. Томск, Изд-во ТГУ, 1964, с. 132—140.
- Васильев Б. Д.** Геология северо-восточной части Маринской Тайги и закономерности размещения золоторудных месторождений. Автореф. канд. дис. Томск, 1966. 23 с.
- Васильев Б. Д.** К вопросу об объединении нордмаркитового и колоджульского интрузивных комплексов восточного склона Кузнецкого Алатау.— Изв. ТПИ, Томск, 1976, т. 289, с. 10—15.
- Васильев Б. Д., Кортусов М. П.** К вопросу о возрасте кийского интрузивного комплекса Маринской Тайги (Кузнецкий Алатау).— В кн.: Материалы по минерал., петрогр. и полезным ископаемым Зап. Сибири и Краснояр. края. Вып. 2. Томск, Изд-во ТГУ, 1964, с. 141—150.
- Волохов И. М., Иванов В. М.** Лысогорский габбро-пироксенит-перидотитовый массив.— Геол. и геофиз., 1961, № 11, с. 74—85.
- Волохов И. М., Иванов В. М., Пругов В. П.** Габбро-пироксенит-дуниговая интрузивная ассоциация Кузнецкого Алатау.— Докл. АН СССР, 1968, т. 179, № 4, с. 931—934.
- Волохов И. М., Иванов В. М., Пругов В. П.** Усинский габбро-пироксенит-дуниговый интрузивный комплекс Кузнецкого Алатау.— В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. 1. М., Наука, 1969, с. 216—234.
- Воронин Ю. А., Еганов Э. А.** Вопросы теории формационного анализа. М., ВИНТИ, 1968. 59 с.

Врублевский В. А. Геология и петрография нефелиновых сиенитов окрестностей Старого Беркуля в Марининской Тайге.— В кн.: Материалы по геол. Зап. Сибири. Вып. 64. М., Госгеолтехиздат, 1963, с. 135—150.

Врублевский В. А. Петрохимические особенности интрузивных комплексов северо-восточной части Марининской Тайги (Кузнецкий Алатау).— В кн.: Материалы по минерал., петрогр. и полезным ископаемым Зап. Сибири и Краснояр. края. Вып. 3. Томск, Изд-во ТГУ, 1965, с. 239—252.

Врублевский В. А., Кортусов М. П. Нефелиновые сиениты правобережья р. Кин в районе пос. Гавриловка.— В кн.: Материалы по геол. Зап. Сибири. Вып. 64. М., Госгеолтехиздат, 1963, с. 193—200.

Гинцингер А. Б., Винкман М. К. К вопросу о позднекембрийских — раннекембрийских плагиигранитах в западной половине Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Новые данные к обоснованию региональных магматич. схем Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1972, с. 7—9.

Геря В. И. Магматические комплексы района Тейской группы железорудных месторождений (Кузнецкий Алатау). Автореф. канд. дис. Томск, 1970. 26 с.

Геря В. И. Щелочные габброиды Уйбатского плутона (Кузнецкий Алатау).— В кн.: Новые данные к обоснованию региональных магматич. схем Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1972, с. 14—17.

Геря В. И., Единцев Е. С. Постдевонский магматизм в северо-западном обрамлении Южно-Минусинской впадины.— Геол. и геофиз., 1975, № 4, с. 39—45.

Гладких В. С. Некоторые вопросы петрологии щелочных оливиновых базальтов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 9, с. 34—46.

Гончаренко А. И. Гипербазиты северной части Кузнецкого Алатау. Автореф. канд. дис. Томск, 1969. 20 с.

Гореванов Е. А. Древняя золотоносная интрузия Кузнецкого Алатау.— Вестник ЗСГРТ, 1934, вып. 1, с. 54—60.

Горелов Г. Ф. Возраст скарново-магнетитовых месторождений Казской группы (Горная Шория).— В кн.: Новые данные по рудным полезным ископаемым Зап. Сибири. Новосибирск, 1973, с. 39—43.

Горелов Г. Ф., Надлер Ю. С. О возрасте Чебулинского интрузивного комплекса на севере Кузнецкого Алатау.— В кн.: Новые данные по магматизму и рудоносности Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1968, с. 114—118.

Гурьянова В. Н. Петрология ультраосновных и пироксенито-габбровых интрузий Кузнецкого Алатау. Автореф. канд. дис. Ленинград, 1962. 15 с.

Дербиков И. В. Тейско-Тузухинский железорудный район Кузнецкого Алатау. Томск, 1935. 111 с. (Материалы по геол. Зап.-Сиб. края, вып. 26).

Дербиков И. В. К проблеме генезиса железоскарновых месторождений Западной Сибири (о вулканогенно-осадочном генезисе некоторых месторождений Казской группы).— В кн.: Геология и металлогения эффузивно-осадочных формаций Сибири. Новосибирск, 1964, с. 82—100.

Довгаль В. Н. Узасский габбро-сиенитовый интрузив в юго-восточной части Кузнецкого Алатау и некоторые его аналоги.— Геол. и геофиз., 1962а, № 3, с. 75—88.

Довгаль В. Н. Петрология габброидного дифференцированного интрузива г. Большой Аталык в южной части Кузнецкого Алатау.— Геол. и геофиз., 1962б, № 9, с. 15—24.

Довгаль В. Н. Раннепалеозойская габбро-сиенитовая формация центральной части Алтае-Саянской складчатой области. М., Наука, 1968. 204 с.

Довгаль В. Н. Основные особенности состава среднепалеозойских вулканоплутонических формаций Кузнецкого Алатау в связи с их тектоническим положением.— Сов. геология, 1969, № 11, с. 78—87.

Довгаль В. Н. Массивы щелочных сиенитов и граносиенитов Тунмо-Карышского водораздела.— В кн.: Магматические формации Сибири и Дальнего Востока. М., Наука, 1970, с. 123—147.

Довгаль В. Н. Магматизм повышенной щелочности Кузнецкого Алатау.— В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск, Наука, 1973, с. 112—128.

Довгаль В. Н. Массивы среднепалеозойских гранитов и сиенитов Кузнецкого Алатау.— В кн.: Среднепалеозойские интрузии гранитов и сиенитов Кузнецкого Алатау и северо-западной части Восточного Саяна. Новосибирск, Наука, 1974, с. 36—85.

Довгаль В. Н. О природе раннепалеозойской сиенит-габбровой ассоциации Кузнецкого Алатау.— Геол. и геофиз., 1975, № 1, с. 3—11.

Довгаль В. Н., Алабин Л. В., Васильев Б. Д. и др. Состояние вопроса о формационном расчленении магматических образований Кузнецкого Алатау.— Труды ВСЕГЕИ, 1978, вып. 270, с. 29—40.

Довгаль В. Н., Богнибов В. И. Древний габбро-сиенитовый комплекс Кузнецкого Алатау.— В кн.: Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области. М., Наука, 1965, с. 45—64.

Довгаль В. Н., Богнибов В. И., Широких В. А. О взаимоотношении Сырского гранитоидного плутона с карбонатными породами.— Геол. и геофиз., 1973, № 5, с. 12—20.

- Довгаль В. Н., Богнибов В. И., Широких В. А.** О главных факторах повышения щелочности пород раннепалеозойской формации гранитоидных батолитов Кузнецкого Алатау.— В кн.: Раннепалеозойские гранитоидные формации Западного Забайкалья и Кузнецкого Алатау. Новосибирск, Наука, 1975, с. 23—48.
- Довгаль В. Н., Широких В. А.** Сиенитоидные породы в раннепалеозойских гранитоидных батолитах западного склона Кузнецкого Алатау.— В кн.: Вопросы магматической геологии Сибири. Новосибирск, Наука, 1978, с. 40—49.
- Довгаль В. Н., Широких В. А., Алабин Л. В.** Новые данные о составе и возрасте раннепалеозойского габбро-сиенитового комплекса окрестностей рудника Бериккуль (север Кузнецкого Алатау).— В кн.: Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. Новосибирск, Наука, 1972, с. 115—130.
- Довгаль В. Н., Широких В. А., Курмей А. Е.** Возраст и формационное положение Ударнического габбро-сиенитового плутона в северной части Кузнецкого Алатау.— В кн.: Магматические формации Сибири. Новосибирск, Наука, 1977, с. 14—39.
- Довгаль В. Н., Широких В. А., Сурков Н. В.** Салангинский гранитоидный плутон (Кузнецкий Алатау).— В кн.: Гранитоидные комплексы Сибири. Новосибирск, Наука, 1979, с. 40—49.
- Додин А. Л.** Геология и полезные ископаемые Кузнецкого Алатау. М., Углетехиздат, 1948. 286 с.
- Додин А. Л.** Интрузивные комплексы Кузнецкого Алатау и Горной Шории.— Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1956, № 4, с. 53—61.
- Долгушин С. С.** Кузнецко-Алатауский глубинный разлом и связь с ним метаморфизма и гранитоидного магматизма.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 2, с. 98—104.
- Домаренко В. А., Черепнин В. К., Комарницкий Г. М. и др.** Позднепалеозойские гранитоиды Марининской Тайги и их металлогеническая специализация.— В кн.: Магматизм Алтае-Саянской складчатой области и связь с ним месторождений полезных ископаемых. Новосибирск, 1976, с. 15—23.
- Дроздов Б. В.** Последовательность формирования интрузивных фаз Кия-Шалтырского щелочно-габброидного массива (Кузнецкий Алатау).— Труды Зап.-Сиб. отд. Всесоюз. минерал. о-ва, Кемерово, 1977, вып. 4, с. 41—45.
- Дымкин А. М., Чувакин В. С.** Особенности проявления габбро-диорит-диабазовой формации в Терсинском железорудном районе.— Геол. и геофиз., 1972, № 6, с. 27—34.
- Дымкин А. М., Шаратов В. Н.** Дайковые комплексы Тельбесского района Горной Шории.— Геол. и геофиз., 1963, № 12, с. 11—21.
- Единцев Е. С.** Интрузивный магматизм хребта Саксыр (Кузнецкий Алатау). Автореф. канд. дис. Томск, 1975. 23 с.
- Заболотникова И. И.** Щелочные породы правобережья реки Большой Тулукул в Кузнецком Алатау. Автореф. канд. дис. Томск, 1971. 19 с.
- Заболотникова И. И., Хватов В. В.** Нефелиновые и содалит-канкринитовые породы Кобарзинского участка.— В кн.: Материалы по геол. Зап. Сибири. Вып. 64. М., Госгеолтехиздат, 1963, с. 177—192.
- Заварицкий А. Н.** Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1955. 480 с.
- Заварицкий В. А.** Щелочные жильные породы из окрестностей Бериккульского золоторудного месторождения.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1945, № 6, с. 57—77.
- Зайцев Н. С.** Особенности тектонического строения Саяно-Алтайской складчатой области.— В кн.: Складчатые области Евразии. М., Недра, 1964, с. 173—185.
- Иванкин Г. А., Кузнецов Ю. А.** Магматизм и метаморфизм. Кузнецкий Алатау.— В кн.: Геология СССР. Т. XV. М., Недра, 1961, с. 556—564.
- Иванова Г. М.** Петрология габбро-сиенитового комплекса Кондомского района Горной Шории. Автореф. канд. дис. Томск, 1967. 20 с.
- Иванова Г. М.** К вопросу состава габбро-сиенитового комплекса в южной части Кондомской железорудной зоны.— Изв. ТПИ, 1969, т. 166, с. 51—59.
- Иванова Т. М.** История геологического развития и магматизм Кузнецкого Алатау в палеозое.— В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и рудообразования. М., Госгеолтехиздат, 1963, с. 5—20.
- Ивашкина Р. Н.** Нефелиновые породы массива Кургусуль-Лиственный.— В кн.: Материалы по геол. Зап. Сибири. Вып. 64. М., Госгеолтехиздат, 1963, с. 78—100.
- Ивонин И. П.** Древнейшая интрузия сиенитов в Кузнецком Алатау.— Геол. и геофиз., 1968, № 6, с. 127—132.
- Ивонин И. П.** Стратиграфия и магматизм докембрия осевой части Кузнецкого Алатау. Автореф. канд. дис. Томск, 1971. 26 с.
- Ильенок С. С.** Основные черты петрологии Патынского массива.— Геол. и геофиз., 1960, № 4, с. 76—91.
- Ильенок С. С.** Щелочные породы участка горы Куль-Тайга.— В кн.: Материалы по геол. Зап. Сибири. Вып. 64. М., Госгеолтехиздат, 1963, с. 216—225.
- Ильенок С. С.** Петрология габбро-сиенитового комплекса Горной Шории. Томск, Изд-во ТГУ, 1964. 128 с.
- Ильенок С. С.** Древнейший габбро-диоритовый комплекс восточного склона Кузнецкого Алатау.— В кн.: Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области. М., Наука, 1965, с. 24—44.

Ильенок С. С. Генетические связи оруденения с интрузиями.— В кн.: Геология золоторудных месторождений Сибири. Новосибирск, Наука, 1970, с. 5—30.

Казимиров И. П., Шепель А. Б., Чувакин В. С. Первая находка уртитов в Томском кристаллическом выступе (Кузнецкий Алатау).— Геол. и геофиз., 1975, № 12, с. 141—143.

Калмыков Н. Т. О вулканических трубках Минусинского межгорного прогиба.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 2, с. 80—89.

Каминская В. И. Геологические особенности Кондомского железорудного района.— Геол. и геофиз., 1961, № 3, с. 74—80.

Клюшкина А. В., Прусевич А. М., Скобелев Ю. Д. Кня-Шалтырский массив щелочных габброидов.— В кн.: Материалы по геол. Зап. Сибири. Вып. 64. М., Госгеолтехиздат, 1963, с. 46—77.

Кноблос С. В., Заузолков В. Ф. О связи раннедевонских тектонических структур Кузнецкой и Минусинской впадин.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1973, № 1, с. 3—10.

Коновалова О. Г., Прусевич Н. А. Дунит-гарцбургитовые массивы Кузнецкого Алатау и Салаира. Новосибирск, Наука, 1977. 165 с.

Корель В. Г. К петрологии контактовых железорудных месторождений Тейской группы.— Изв. СО АН СССР. Геол. и геофиз., 1958, вып. 1, с. 30—42.

Корель В. Г. Петрология магнетитовых месторождений Алтае-Саянской области. М., Недра, 1972. 150 с.

Корель В. Г., Кузнецова В. Н. Петрологический очерк Ольгинско-Ампалыкского интрузива (северная часть Кузнецкого Алатау).— Геол. и геофиз., 1961, № 2, с. 47—60.

Кортусов М. П. К вопросу о многофазности интрузий Кузнецкого Алатау.— Труды ТГУ, 1956, т. 135, с. 59—64.

Кортусов М. П. О нефелинсодержащих породах северо-западной части Кузнецкого Алатау.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 463—466.

Кортусов М. П. О габбро-сиенитовом интрузивном комплексе Марининской Тайги (Кузнецкий Алатау).— В кн.: Материалы по минерал., петрогр. и полезным ископаемым Зап. Сибири. Томск, Изд-во ТГУ, 1962, с. 51—60.

Кортусов М. П. Кийский габбро-сиенитовый интрузивный комплекс Марининской Тайги (Кузнецкий Алатау).— В кн.: Магматич. комплексы Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, Наука, 1963, с. 78—91.

Кортусов М. П. Геолого-петрографические особенности нефелинсодержащих пород северо-западной части Кузнецкого Алатау.— В кн.: Происхождение щелочных пород. М., Наука, 1964, с. 39—45.

Кортусов М. П. Палеозойские интрузивные комплексы Марининской Тайги (Кузнецкий Алатау). Т. 1. Томск, Изд-во ТГУ, 1967а. 163 с.

Кортусов М. П. Палеозойские интрузивные комплексы Марининской Тайги (северная часть Кузнецкого Алатау). Автореф. докт. дис., Томск, 1967б. 39 с.

Кортусов М. П., Кузатов Н. И., Дехтярева Л. В. Щелочные интрузивные породы района рудника Ударного.— В кн.: Материалы по геол. Зап. Сибири. Вып. 64. М., Госгеолтехиздат, 1963, с. 201—216.

Кортусов М. П., Макаренко Н. А. К вопросу о систематике метасоматических процессов, связанных с интрузией нефелинсодержащих пород Марининской Тайги (северная часть Кузнецкого Алатау).— В кн.: Вопросы минерал. и петрогр. Зап. Сибири. Томск, Изд-во ТГУ, 1972, с. 11—27.

Кортусов М. П., Макаренко Н. А., Парначев В. В. Некоторые аспекты генетических и возрастных соотношений среднепалеозойских породных ассоциаций (на примере Марининской Тайги и Северо-Минусинской впадины).— Труды ТГУ. Сер. геол., 1976, т. 257, с. 125—132.

Костюк В. П., Костюк Е. А., Базарова Т. Ю. и др. Минералогия и природа глубинных включений в базальтах Минусинской котловины.— В кн.: Материалы по генетич. минералогии и петрогр. Новосибирск, Наука, 1977, с. 3—28.

Краснов В. И. Некоторые данные по палеогеографии Алтае-Саянской области в девоне.— В кн.: Вопросы геол. Сибири. Томск, Изд-во ТГУ, 1971, с. 51—53.

Кривенко А. П. Сиенит-габбровый плутон Большой Таскыл в Кузнецком Алатау. Новосибирск, Наука, 1973. 104 с.

Кривенко А. П., Поляков Г. В. О двух типах ассоциаций габбро с породами повышенной щелочности в каледонидах Алтае-Саянской области.— Геол. и геофиз., 1973, № 12, с. 112—116.

Кривенко А. П., Поляков Г. В., Богнибов В. И., Балькин П. А. О когтахском комплексе габбро и диорит-монцитов на восточном склоне Кузнецкого Алатау.— В кн.: Магматич. формации Сибири. Новосибирск, Наука, 1977, с. 34—39.

Кривенко А. П., Поляков Г. В., Богнибов В. И., Балькин П. А. Габбро-монцодиоритовая формация Кузнецкого Алатау.— В кн.: Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. Новосибирск, Наука, 1979, с. 5—96.

Крюков А. В. Строение и состав трубки Барадкульской в Северо-Минусинской впадине.— В кн.: Новые данные по геол. Краснояр. края. Красноярск, 1964, с. 175—192.

Крюков В. Г., Мустафин В. З., Лыхина В. С. История формирования Талановского грабена (северные отроги Кузнецкого Алатау).— Изв. ТПИ, 1969, т. 166, с. 80—85.

Кузнецов В. А. Геологическое строение и полезные ископаемые Тайдоно-Терсинского района западного склона Кузнецкого Алатау. Томск, Изд-во ТГУ, 1940. 102 с.

Кузнецов В. А. Алтае-Саянская металлогенная провинция и некоторые вопросы металлогении полициклических складчатых областей.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 8. М., Изд-во АН СССР, 1967, с. 275—303.

Кузнецов Ю. А. Геологический очерк Камыштинского железорудного месторождения. Томск, 1929. 22 с. (Изв. Зап.-Сиб. отд. Геол. комитета, вып. 4).

Кузнецов Ю. А. Об интрузиях Кузнецкого Алатау и их рудоносности.— Вестник Зап.-Сиб. геологоразвед. треста, 1932, вып. 3—4, с. 69—75.

Кузнецов Ю. А. Нефелиновые месторождения в Западно-Сибирском крае.— Вестник Зап.-Сиб. геологоразвед. треста, 1933, вып. 4, с. 47—53.

Кузнецов Ю. А. Железооруденение и генетические типы интрузий.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1955, № 2, с. 35—43.

Кузнецов Ю. А. Об особой роли гранитоидных интрузий в истории магматизма Алтае-Саянской складчатой области.— Геол. и геофиз., 1960, № 1, с. 23—37.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., Недра, 1964. 387 с.

Кузнецов Ю. А., Белоусов А. Ф., Поляков Г. В. Систематика магматических формаций по составу.— Геол. и геофиз., 1976, № 5, с. 3—19.

Кузоватов Н. И. Материалы по петрографии интрузивных образований района горы Большой Таскыл (Кузнецкий Алатау).— В кн.: Материалы по минерал., петрогр. и полезным ископаемым Зап. Сибири и Краснояр. края. Вып. 2. Томск, Изд-во ТГУ, 1964, с. 151—161.

Кузоватов Н. И. Геология и петрография интрузивных образований габбро-спенитового комплекса юга Маршинской Тайги (Кузнецкий Алатау). Автореф. канд. дис. Томск. 1967. 19 с.

Кузоватов Н. И., Кортусов М. П. Некоторые особенности геологии и петрографии габброидов южной части Ударнинского плутона.— Труды ТГУ. Сер. геол., 1976, т. 257, с. 113—118.

Кузьмин А. М. Гора Патын.— Вестник ЗСГРТ, 1933, вып. 1, с. 43—47.

Куплетский Б. М. Формация нефелиновых спенилов СССР. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1937. 306 с.

Курепин В. А. Псевдолейцитовые породы г. Сокол в Горной Шории.— Геол. и геофиз., 1965, № 2, с. 21—31.

Кутюлин В. А. Трапсовая формация Кузбасса. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963. 116 с.

Лабазин Г. С. О месторождениях радиоактивных минеральных образований в Хакасском округе б. Енисейской губ.— Труды Главного геол.-развед. управл., 1930, вып. 19.

Лазаренков В. Г. О структурном контроле щелочного магматизма.— Л., Ленингр. горн. ин-т, 1977. 6 с. Рукопись деп. в ВИНТИ 5 мая 1977, № 1813—77 Деп.

Лебедев П. И. Титаномагнетитовый габбровый комплекс массива горы Патын (Кузнецкий Алатау).— Труды Петрогр. института АН СССР, 1935, вып. 5, с. 57—92.

Луцицкий И. В. Нефелиновые руды и щелочные нефелинсодержащие породы юга Красноярского края.— В кн.: Полезные ископаемые Краснояр. края. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 194—222.

Луцицкий И. В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского прогиба. М., Изд-во АН СССР, 1960. 276 с.

Луцицкий И. В. О значении щелочного модуля для систематики изверженных пород.— Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та, 1962, вып. 5, с. 62—76.

Луцицкий И. В. Типы формаций щелочных пород Сибири.— В кн.: Магматич. комплексы Алтае-Саянской области. Новосибирск, Наука, 1963, с. 165—183.

Луцицкий И. В. Минусинский прогиб.— В кн.: Сравнительная палеовулканология среднего и верхнего палеозоя юга Сибири и Вост. Казахстана. Новосибирск, Наука, 1966, с. 31—69.

Макаренко Н. А. К вопросу о нефелинизации ксенолитов основных пород нижнего течения р. Петропавловки (северо-западный склон Кузнецкого Алатау).— В кн.: Вопросы минерал. и петрогр. Зап. Сибири. Томск, 1966, с. 55—62.

Макаренко Н. А., Маковская Н. С. Корреляционный анализ парагенезисов главных породобразующих элементов щелочных пород бассейна р. Петропавловки (Кузнецкий Алатау).— В кн.: Вопросы минерал. и петрогр. Зап. Сибири. Томск, Изд-во ТГУ, 1972, с. 28—42.

Минин А. Д. Дифференцированные габбровые интрузии южной части Центрально-Мартаггинской зоны (Кузнецкий Алатау).— В кн.: Магматические формации Сибири. Новосибирск, Наука, 1977, с. 89—112.

Минин А. Д., Саратовцева Е. К. Дифференцированные габбровые интрузии северной части Кузнецкого Алатау.— В кн.: Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. Новосибирск, Наука, 1979, с. 126—130.

Митякин А. А. Общие геохимические особенности щелочных пород Семейского массива.— Изв. ТПИ, 1971а, т. 218, с. 41—44.

- Митякин А. А.** К вопросу петрографии Батанаюльского массива щелочных пород.— Изв. ТПИ, 1971б, т. 177, с. 65—80.
- Митякин А. А.** Некоторые петрохимические особенности щелочных пород Тырданова улуса.— Изв. ТПИ, 1975, т. 297, с. 24—26.
- Митякин А. А.** О происхождении щелочных нефелинсодержащих пород участка Тырданов улус.— Изв. ТПИ, 1976а, т. 264, с. 43—46.
- Митякин А. А.** О гранатсодержащем нефелиновом снените участка Тырданов улус.— Изв. ТПИ, 1976б, т. 289, с. 67—68.
- Митякин А. А.** К вопросу петрографии Черемушнинского массива щелочных пород (Кузнецкого Алатау).— Изв. ТПИ, 1976в, т. 236, с. 79—83.
- Михалев В. Г.** Геологическая характеристика щелочного интрузивного массива горы Горячей.— Геол. и геофиз., 1962, № 5, с. 21—33.
- Михалев В. Г.** Новые данные о нефелиновых породах Кузнецкого Алатау.— Изв. ТПИ, 1969, т. 165, с. 129—135.
- Молчанов И. А.** О возрасте рудоносных интрузий Горной Шории и железорудных месторождений.— Вестник ЗСГУ, 1941, № 4, с. 45—63.
- Монич В. К.** К петрологии района Бериккульского рудника в Кузнецком Алатау.— Труды ТГУ. Сер. геол., 1938, т. 93, с. 3—62.
- Моссаковский А. А.** Тектоническое развитие Минусинских впадин и их горного обрамления в докембрии и палеозое. М., Гостеолтехиздат, 1963. 216 с.
- Мостовской А. И.** Новые данные по Кня-Шалтырскому габбро-уртитовому плутону (Кузнецкий Алатау).— В кн.: Магматизм и металлогения Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, Наука, 1971, с. 133—134.
- Мостовской А. И.** Петрография, геология и вопросы происхождения Кня-Шалтырского габбро-уртитового плутона (Кузнецкий Алатау). Автореф. канд. дис. Томск, 1972. 19 с.
- Мурзин В. С.** Интрузивные комплексы Нижнемерасского района Горной Шории. Автореф. канд. дис. Томск, 1973. 24 с.
- Мусатов Д. И.** Интрузивный магматизм восточного склона Кузнецкого Алатау.— В кн.: Материалы по геол. и полезным ископаемым Краснояр. края. Вып. 1. Красноярск, 1961, с. 117—138.
- Мусатов Д. И., Тарков А. П.** Тектоническое строение центральной части Саяно-Алтайской области.— В кн.: Материалы по геол. и полезным ископаемым Краснояр. края. Вып. 2. Красноярск, 1961, с. 169—188.
- Мустафин В. З., Черепнин В. К.** Петрохимические особенности девонских магматических образований Талановского грабена.— Изв. ТПИ, 1971, т. 177, с. 71—80.
- Налетов Б. Ф., Спидоренко Т. Ф.** Нижнеордовикская вулканическая ассоциация северо-запада Кузнецкого Алатау.— Геол. и геофиз., 1969, № 11, с. 55—60.
- Никитин Д. В.** Геологическое строение и полезные ископаемые северо-западной части Кузнецкого Алатау. М., изд. ЦНГРИ, 1940. 92 с.
- Никонов О. И.** Габбро-диорит-диабазовая формация Пезасского горста (Кузнецкий Алатау).— Докл. АН СССР, 1970, т. 192, № 2, с. 399—402.
- Никонов О. И.** Габбро-диорит-диабазовая и габбро-пироксенитовая интрузивные ассоциации западного склона Кузнецкого Алатау. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1972. 32 с.
- Никонов О. И., Захаров Е. Е., Никонова З. П.** Новые данные по геологии и возрасту Кожуховского массива (Кузнецкий Алатау).— В кн.: Новые данные к обоснованию региональных магматических схем Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1972, с. 10—13.
- Никонов О. И., Никонова З. П.** Урюпинский массив — представитель габбро-пироксенитовой формации Кузнецкого Алатау.— Геол. и геофиз., 1971, № 10, с. 38—45.
- Нифантов Б. Ф.** О фельдшпатизации интрузивных пород Верхне-Кондомского гранодиоритового массива.— В кн.: Материалы по геол. Зап. Сибири. Томск, Изд-во ТГУ, 1965, с. 152—161.
- Нифантов Б. Ф.** Верхне-Кондомский гранодиоритовый массив, его геология, петрология и геохимические особенности (Горная Шория). Автореф. канд. дис. Томск, 1966. 20 с.
- Оболенская Р. В.** Чуйский комплекс щелочных базальтоидов Горного Алтая. Новосибирск, Наука, 1971. 148 с.
- Оболенский А. А., Васильев В. И., Оболенская Р. В.** Геологическое строение и генезис Бело-Осиновского месторождения ртути в Кузнецком Алатау.— В кн.: Рудные формации и генезис эндогенных месторождений Алтае-Саянской области. М., Наука, 1968, с. 56—75.
- Орлов В. П.** Кембрийский вулканоплутонический магматизм и железоруденение района Шерешевского месторождения в Горной Шории. Автореф. канд. дис. Томск, 1974. 17 с.
- Орлов Д. М.** Петрология расслоенных титаноносных интрузий Алтае-Саянской складчатой области. Л., Недра, 1975. 198 с.
- Орлова М. П., Краснов В. И.** Размещение и минерогенетическая специализация щелочных магматических формаций территории СССР. Л., Недра, 1978. 60 с.

Основные черты химизма пород габбро-пироксенит-дунитовой формации Алтае-Саянской складчатой области/Иванов В. М., Волохов И. М., Полякова З. Г., Оболенская Р. В. Новосибирск, Наука, 1972. 79 с.

Охашкин А. Н. Постдевонские щелочные породы юго-западной части Северо-Минусинской впадины. Новосибирск, 1969, с. 171—180.

Охашкин А. Н., Чубургина В. Л. О некоторых дайковых породах Северо-Минусинской впадины.— В кн.: Материалы по геол. и полезным ископаемым Краснояр. края. Вып. 2. Красноярск, 1961, с. 254—260.

Пинус Г. В. Основные этапы развития палеозойского магматизма в Кузнецком Алатау.— Изв. СО АН СССР. Геол. и геофиз., 1958, вып. 1, с. 3—15.

Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М., Изд-во АН СССР, 1968. 295 с.

Погоня-Стефанович Ю. Ф., Переломова В. Г. Морфологические черты трещинных интрузий Уйбатского района.— В кн.: Материалы по геол. и полезным ископаемым Краснояр. края. Вып. 2. Красноярск, 1961, с. 133—138.

Погоня-Стефанович Ю. Ф., Печерский А. В. Условия становления и форма нижнепалеозойских гранитоидных интрузий восточного склона Кузнецкого Алатау.— В кн.: Материалы по геол. и полезным ископаемым Краснояр. края. Вып. 3. Красноярск, 1962, с. 97—109.

Поляков Г. В. Палеозойский магматизм и железоруднение юга Средней Сибири. Новосибирск, Наука, 1971. 308 с.

Поляков Г. В., Телешев А. Е. Магматические комплексы района Тейской группы железорудных месторождений (Кузнецкий Алатау).— В кн.: Основные идеи М. А. Усова в геологии. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960, с. 266—294.

Поляков Г. В., Кривенко А. П., Федосеев Г. С., Богнибов В. И. Дифференцированные габбровые интрузии каледонид Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск, Наука, 1973, с. 87—111.

Породообразующие пироксены/Добрецов Н. Л., Кочкин Ю. Н., Кривенко А. П., Кутюлин В. А. М., Наука, 1971. 454 с.

Поспелов Г. Л. О закономерностях размещения магнетитовых месторождений Алтае-Саянской области.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Кн. 2. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 244—288.

Прусевич А. М. Кийское месторождение уртитов.— Вестник ЗСГУ, 1957, вып. 2, с. 56—58.

Прусевич А. М. Кия-Шалтырское нефелиновое месторождение и некоторые вопросы использования нефелиновых пород в глиноземном производстве. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1974. 25 с.

Раннепалеозойская гранитоидная формация Кузнецкого Алатау/Кузнецов Ю. А., Богнибов В. И., Дистанова А. Н., Сергеева Е. С. М., Наука, 1971. 350 с.

Рачковский И. П. К вопросу о породах щелочного ряда юго-западной части Енисейской губернии.— Зап. Минерал. о-ва, 1912, ч. 48, с. 151—229.

Рачковский И. П. Сообщение в Минералогическом обществе.— Зап. Рос. минерал. о-ва, сер. 2, 1923, т. 51, с. 477.

Саранчина Г. М. Комплекс нефелино-мелилитово-монтцеллитовых пород массива Патын в Горной Шории Зап. Сибири.— Учен. зап. ЛГУ, 1936, № 9, сер. геол.-почв.-геогр., вып. 2, Зем. кора, с. 49—60.

Сергеева Е. С. Сыксырский (Сырский) гранитоидный плутон (Кузнецкий Алатау).— В кн.: Раннепалеозойские гранитоидные формации Западного Забайкалья и Кузнецкого Алатау. Новосибирск, Наука, 1975, с. 5—22.

Сергеева Е. С., Богнибов В. И., Халфин С. Л. О возрасте Когтахского габбро-сенитового комплекса.— Геол. и геофиз., 1962, № 2, с. 87—94.

Сёренсен Х. Введение.— В кн.: Щелочные породы. М., Мир, 1976, с. 165—169.

Сняжков В. И. Особенности формирования магнезиально-скарновых магнетитовых месторождений Горной Шории. Новосибирск, Наука, 1967. 109 с.

Сняжков В. И. Структурные и генетические особенности магнетитовых месторождений Казского рудного поля (Горная Шория). Новосибирск, Наука, 1974. 174 с.

Скобелев Ю. Д. Краткая характеристика геологического строения Кузнецкого Алатау.— В кн.: Материалы по геол. Зап. Сибири. Вып. 64. М., Госгеолтехиздат, 1963а, с. 5—27.

Скобелев Ю. Д. Нефелиновые породы Кузнецкого Алатау.— В кн.: Материалы по геол. Зап. Сибири. Вып. 64. М., Госгеолтехиздат, 1963б, с. 28—45.

Скобелев Ю. Д. Тулузюльский массив щелочных пород.— В кн.: Материалы по геол. Зап. Сибири. Вып. 64. М., Госгеолтехиздат, 1963в, с. 126—135.

Скобелев Ю. Д. Батанаюльский участок берешитов.— В кн.: Материалы по геол. Зап. Сибири. Вып. 64. М., Госгеолтехиздат, 1963г, с. 270—285.

Скобелев Ю. Д. Магматизм и явления метаморфизма. Кузнецкий Алатау и Горная Шория.— В кн.: Геология СССР. Т. XIV. М., Недра, 1967, с. 431—465.

Соломатин В. Н. Чезимский габбро-плагиогранитный комплекс.— В кн.: Материалы конф., посвященной 75-летию института. Геология. Томск, 1973, с. 57—58.

Станкевич Е. К. Щелочные и нефелиновые породы Булан-Куля (Кузнецкий Алатау) и их генезис.— Петрогр. сб. ВСЕГЕИ. Новая сер., 1962, т. 73, № 4, с. 183—194.

Станкевич Е. К. Геология восточной части Тигертышского плутона (Кузнецкий Алатау).— Петрогр. сб. ВСЕГЕИ, 1963, т. 98, № 5, с. 53—64.

Сумин Н. Г. О натровом мегасоматозе в скарновых железорудных месторождениях.— В кн.: Вопросы петрогр. и минерал. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1953, с. 193—205.

Сухарина А. Н. Минерально-сырьевая база алюминиевой промышленности в Западной Сибири к 40-летию Октябрьской революции.— Вестник ЗСГУ, 1957, вып. 2, с. 24—28.

Турченко Г. П. Геология и петрография девонских вулканических комплексов северной части Кузнецкого Алатау. Автореф. канд. дис. Томск, 1975. 20 с.

Турченко Г. П., Болтухин В. П. Геологическое строение и петрография девонских вулканических пород бассейна р. Заломной (Кузнецкий Алатау).— Вопросы геогр. Кузбасса и Горного Алтая, Новокузнецк, 1971, вып. 4, т. 2, с. 127—133.

Тыжнов А. В. Геологический очерк Барзасского района Кузнецкого бассейна. М., Госгеолтехиздат, 1938. 155 с. (Материалы по геол. Зап. Сибири. Вып. 3).

Унков В. А. Основные особенности развития каледонид юга Средней Сибири.— В кн.: Каледонская орогения. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 37—46.

Усов М. А. Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края. Томск, 1936. 209 с.

Федосеев Г. С. О происхождении сениито-диоритов массива горы Малая Куль-Тайга.— Геол. и геофиз., 1961, № 12, с. 57—62.

Халфин С. Л. Древние габброидные интрузии района сочленения Кузнецкого Алатау и Батеневского кряжа.— Геол. и геофиз., 1961, № 11, с. 63—73.

Халфин С. Л. Геология и петрография массива кварцевых щелочных сениитов на водоразделе рек Туима и Карыша (Кузнецкий Алатау).— В кн.: Магматич. комплексы Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, Наука, 1963, с. 63—77.

Халфин С. Л. Петрология Когтахского габбро-монцит-сениитового комплекса. Новосибирск, Наука, 1965. 90 с.

Хоментовский В. В. Формации структурно-фациальных зон Юго-Западной Сибири и связь с ними полезных ископаемых.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 7—86.

Хомичев В. Л. Тектоно-магматическое развитие Кузнецкого Алатау.— В кн.: Магматизм и металлогения Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, Наука, 1971, с. 37—43.

Хомичев В. Л. О трех формационных типах гранитоидов Кузнецкого Алатау.— В кн.: Новые данные к обоснованию региональных магматич. схем Алтае-Саянской области. Новосибирск, 1972, с. 17—21.

Хомичев В. Л. Химические составы магматических горных пород Кузнецкого Алатау. Новосибирск, 1975. 175 с.

Царев Д. И. Вулканические породы района Богградского моста (Батеневский кряж).— Изв. ТПИ, 1967, т. 167, с. 61—68.

Царев Д. И. Эксплозионные образования района рудника Юлия (Батеневский кряж).— Изв. ТПИ, 1971, т. 177, с. 98—107.

Чувакин В. С. К петрографии массива горы Малый Каратаг (Горная Шория).— Изв. ТПИ, 1964, т. 127, вып. 1, с. 210—219.

Чураков А. Н. Кузнецкий Алатау, история его геологического развития и его геохимические эпохи. М., Изд-во АН СССР, 1932. 118 с. (Очерки по геологии Сибири).

Шохина О. И. Щелочные породы Булан-Кульского массива (Красноярский край). Новосибирск, РИО СО АН СССР, 1961. 68 с.

Щербаков Ю. Г. Новые данные о юрских отложениях и «юном» орудуении в Горной Шории.— Изв. СО АН СССР. Геол. и геофиз., 1959, вып. 2, с. 136—137.

Щербаков Ю. Г. Новые данные о геологическом строении Горной Шории.— Геол. и геофиз., 1961, № 6, с. 61—73.

Эдельштейн Я. С. Предварительный отчет о геологических исследованиях, произведенных в с.-з. части Минусинского уезда в 1908 г. Спб., 1910. 145 с. (Геол. исследования в золотоносных областях Сибири. Енисейский золотоносный район, вып. 10).

Эдельштейн Я. С. Геологические исследования, произведенные в западной части Минусинского уезда в 1912 г. Пг., 1915. 111 с. (Геол. исследования в золотоносных областях Сибири. Енисейский золотоносный район, вып. 13).

Янко Я. Математико-статистические таблицы. М., Госстатиздат ЦСУ СССР, 1961. 243 с.

Ярошевич В. М. Стратиграфия синийских и кембрийских отложений Батеневского кряжа, хребта Азыр-Тал и бассейна р. Белый Июс. Новосибирск, Наука, 1962. 185 с.

Barker D. S. North American feldspathoidal rocks in space and time.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1969, v. 80, p. 2369—2372.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Основные понятия	5
Обзор взглядов на историю развития магматизма повышенной щелочности Кузнецкого Алатау	8
Основные черты геологического строения и магматизм Кузнецкого Алатау	11
Геологическое строение	—
Магматизм Кузнецкого Алатау	15
Вулканические и субвулканические ассоциации рифея — раннего палеозоя с участием пород повышенной щелочности	33
Раннепалеозойские габбровые и гранитоидные ассоциации с участием пород повышенной щелочности	42
Раннепалеозойские габбровые и гранитоидные ассоциации Батеневской зоны	—
Габбро-диоритомонциопитовая ассоциация (когдахский комплекс)	—
Раннепалеозойская формация гранитоидных батолитов (улень-тунмский комплекс)	50
Раннепалеозойские габбровые и гранитоидные ассоциации северо-восточной части Кузнецкого Алатау	76
Раннепалеозойская шроксеинит-габбровая ассоциация	77
Раннепалеозойская формация гранитоидных батолитов	78
Раннепалеозойские габбровые и гранитоидные ассоциации центральной части Мартайги	83
Раннепалеозойская сипсит-габбровая ассоциация	88
Раннепалеозойская формация гранитоидных батолитов (мартайгинский комплекс)	107
Раннепалеозойская сипсит-габбровая ассоциация Мрасской зоны (патынский комплекс)	116
Раннепалеозойская формация гранитоидных батолитов западного склона Кузнецкого Алатау	131
Магматические ассоциации среднего палеозоя	140
Восточное обрамление Кузнецкого прогиба	—
Чебулинский прогиб	147
Центральная часть Мартайги	150
Северо-восточная часть Кузнецкого Алатау	157
Батеневская зона	165
Мрасская зона	181
Магматические ассоциации позднего палеозоя — раннего мезозоя	183
Пермская трапповая формация Кузбасса	—
Пермо-триасовая ассоциация основных и ультраосновных пород Минусинского прогиба (копьевский комплекс)	184
Основные тенденции развития магматизма повышенной щелочности Кузнецкого Алатау	185
Заключение	206
Литература	207