

Т.Н. ДАЛИМОВ, В.И. АЙЗЕНШТАТ

ФАЦИАЛЬНОСТЬ ГРАНИТОИДНЫХ ФОРМАЦИЙ УЗБЕКИСТАНА

АКАДЕМИЯ НАУК УЗБЕКСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ им. Х. М. АБДУЛЛАЕВА

Т. Н. ДАЛИМОВ, В. И. АЙЗЕНШТАТ

ФАЦИАЛЬНОСТЬ ГРАНИТОИДНЫХ ФОРМАЦИЙ УЗБЕКИСТАНА

487



ИЗДАТЕЛЬСТВО „Фан" УзССР
Ташкент — 1972

УДК—552.31.(575.1)

Фациальность гранитоидных формаций Узбекистана. **Далимов Т. Н., Айзенштат В. И.** Табл. 99., рис. 33., библ. 461 назв.

В работе рассматриваются условия образования большинства гранитоидных массивов Узбекистана. Структурно-геологические, минералогические, петрохимические критерии фациальности интрузивов уточнены при определении физико-химических и термодинамических параметров (давление, температура, градиенты остывания и т. д.). Фактические данные обработаны методами статистического, корреляционного и регрессионного анализов. Сопоставляются фациальные характеристики гранитоидов, размещенных в различных структурно-формационных зонах.

Книга рассчитана на геологов-петрографов, съемщиков, изучающих вопросы магматизма и рудообразования.

Ответственный редактор

член-корр. АН УзССР
И. Х. ХАМРАБАЕВ

2-9-2.

ВВЕДЕНИЕ

Решение проблемы фациально-формационного анализа гранитоидных и вулканических формаций позволяет оценить условия образования конкретных тел и пород, а также выявить их рудоносность. Глубинность интрузий является одним из существенных признаков при оценке перспектив потенциальной рудоносности отдельных регионов и площадей (Хамрабаев, 1968а, 1969).

В настоящее время общепризнано, что большинство полиметаллических, висмутовых и ряд золоторудных, медно-порфировых месторождений связаны с близповерхностными интрузиями, тогда как редкометальные и золоторудные обычно тяготеют к гранитоидам больших глубин. С этой точки зрения исследование фациальности гранитоидов и их связи с оруденением является продолжением учения о генетической связи оруденения с магматизмом, успешно развивающегося в СССР (Х. М. Абдуллаев, В. И. Смирнов, И. Х. Хамрабаев и др.). Именно поэтому в решениях III и IV Всесоюзных петрографических совещаний в г. Новосибирске (1963) и в г. Баку (1969) и I Среднеазиатского петрографического совещания в г. Ташкенте (1965) особое внимание уделялось условиям образования (фациальности) отдельных магматических формаций. Данная монография является первым опытом в этом направлении.

В работе устанавливаются критерии фациальности и даются главнейшие термодинамические характеристики гранитоидных образований для последующей их типизации, различных металлогенических построений и для обоснованной оценки перспектив потенциальной рудоносности отдельных регионов.

Гранитоиды Узбекистана разнообразны как по возрасту (αCm — T_1), так и по геолого-структурным и петро-геохимическим особенностям. Это в первую очередь и обусловливает их различную металлогеническую специализацию. Поэтому типизация гранитоидных формаций имеет не только практическое, но и теоретическое значение.

На наш взгляд, основой формационного анализа является выявление условий образования конкретных формаций. Одним из критериев выделения типов формаций мы считаем их фациальность. Таким образом, гранитоидная формация представляет собой совокупность (или сообщество) преимущественно монофациальных пород, связан-

ных общностью происхождения и соответствующих конкретным этапам тектоно-магматической активизации[1].

В отличие от гранитоидной и интрузивной любая вулканогенная формация представляет собой совокупность полифациальных пород, связанных общностью происхождения и соответствующих конкретному этапу тектоно-магматической активизации.

При написании монографии использовались материалы сотрудников Института геологии и геофизики АН УзССР им. Х. М. Абдуллаева, Министерства геологии—УзССР, ВСЕГЕИ, ИГЕМ АН СССР и др.: по Западному Узбекистану И. Х. Хамрабаева (1948—1968), И. М. Исамухамедова, П. Д. Купченко (1960—1965), Р. Магдиева (1965), Э. Искандарова (1964—1965), А. Каюмова (1964—1965), П. Т. Азимова (1960—1967), О. Кушмурадова (1967), Ф. Аскарова (1966) и др.; по Гиссару—Р. Б. Баратова (1965—1969), И. М. Исамухамедова, А. В. Покровского, П. Д. Купченко, М. С. Султанова (1965—1969), В. А. Хохлова, В. Е. Головина (1968), С. К. Овчинникова, А. Т. Тарасенко, Е. Н. Горецкой, А. Н. Морозенко (1956—1962), Н. П. Поддубного (1964), Т. А. Карасевой и др.; по Кураминскому хребту и юго-западным отрогам Чаткала — Н. П. Васильковского (1952). К. Н. Вендланда, Е. М. Головина, М. М. Лебедь, А. П. Агафонова, Р. С. Рахимова, А. Е. Кочнева, Б. Алишина, И. М. Богомольного, В. А. Арапова, К. Урунбаева, В. Т. Юдина, О. М. Борисова, Ф. Ш. Раджабова, А. В. Рабиновича, И. Б. Федоровой, И. Е. Сморчкова, П. С. Козловой, Н. П. Лаверова, И. М. Воловиковой, О. П. Елисеевой и др.; по Чаткальскому хребту — А. С. Аделунга, Е. И. Мезенцевой, Т. М. Мацокиной, Ф. У. Усманова, В. В. Козырева, Ю. Ежкова и др.

В ходе работы мы неоднократно пользовались консультациями И. Х. Хамрабаева, И. М. Мирходжаева, К. Л. Бабаева, М. А. Ахмеджанова, Е. Н. Горецкой, О. М. Борисова, Д. С. Штейнберга, Р. А. Мусина, П. Т. Азимова и др., которым выражаем искреннюю признательность.

[1] Это определение находится в соответствии с формулировкой Е. К. Устиева (1970): «...закономерно повторяющееся сообщество преимущественно монофациальных пород и связанных с ними метаморфических и гидротермальных образований, возникшее в общих структурно-геологических условиях в связи с единым этапом тектоно-магматической активизации».

Глава I

ПОНЯТИЕ ТЕРМИНА „ФАЦИЯ" И ОБЗОР СУЩЕСТВУЮЩИХ КЛАССИФИКАЦИЙ

Проблема фациальности магматических пород давно привлекает внимание исследователей. История этого вопроса может быть разделена на три этапа. В первый период сделаны попытки расчленить интрузивные породы по условиям образования (Брегер, Розенбуш, 1934; Левинсон-Лессинг, 1888; Ф. Циркель и др.).

Второй период связан с именем М. А. Усова (1925—1940) — родоначальника учения о фациях магматических пород, определившего понятие «фация» и давшего их подробное описание. Основными принципами М. А. Усова при выделении фаций были условия образования пород и форма магматического тела.

В третий, современный, период большинством исследователей признано, что без знания условий образования горной породы (т.е. фациальности) нельзя производить обоснованного прогнозирования некоторых полезных ископаемых. В связи с решением ряда петрологических и металлогенических задач появилось большое количество работ, посвященных петрографическим и петрогеохимическим особенностям пород различных фаций (Афанасьев, 1955, 1960; Смирнов, 1965; Татаринов, 1949; Абдуллаев, 1954—1958; Хамрабаев, 1958—1969; Коржинский, 1937—1960; Фаворская, 1964; Малеев, 1963—1964; Коптев-Дворников, 1960—1967; Руб, 1956—1962; Котляр, 1960—1961; Борсук, 1963; Яковлев, 1967; Рудич, 1962; Соболев, 1961; Горжевский, 1963; Маракушев, Тарарин, 1965—1966; и др.), а также фациальности магматических образований различных районов СССР (Кузнецов, 1949—1961; Монич, 1962; Штейнберг, 1969; Гинатуллин, 1966; Кузнецов, 1964; Щукин, 1965; Ферштатер, 1968; и др.).

Весьма интересными являются работы о влиянии глубинности интрузий на геохимические особенности пород отдельных формаций (Хамрабаев, 1969; Таусон, 1967; Амшинский, 1968; Кузьмин, 1968; Брандт, 1966—1967; и др.).

В последние годы появились труды по изучению глубины образования отдельных интрузий и их вертикальной зональности (Нуварьева, 1968; Беллавин, Олейников, 1968; Лисицына, 1968; Далимов, Алиев и др., 1969; Айзенштат, 1967; Лебедев, 1946; Асланян, 1956; Козоренко, Лазько, 1956; Яковлева, 1956; Дербиков, 1952; Дибров, 1956; Чернов, 1954; и др.).

Классификация, предложенная М. А. Усовым (1925), сохранила свое значение, хотя некоторые пункты ее требуют значительной доработки. В частности, по мнению ряда авторов, породы силлово-

лакколитовой, штоковой и дайковой фаций не являются эффузивными.

В ряде работ Д. С. Коржинский (1937—1940) показал, что классификация М. А. Усова требует существенных поправок. Так, для пород абиссальной фации характерны не батолитовая форма залегания, а глубинные инъекции. Ю. А. Кузнецов (1949) отмечает, что схема М. А. Усова является идеализированной, действительной только в тех случаях, когда справедливо допущение, что глубинные магмы богаты летучими компонентами, задерживающимися в них до конца кристаллизации.

В «Схеме классификации фаций магматических пород» Ю. А. Кузнецов (1949) предлагал различать петрогенетическую фацию — участок литосферы, характеризующийся определенной тектоникой, комплексом физико-химических, термодинамических условий, и петрографическую

Таблица 1

Принципиальная схема классификации фаций магматических пород (по Кузнецову, 1961)

Макрофация	Мезофация
Поверхностная	1. Наземная эффузивная. 2. Подводная эффузивная. 3. Околократерная. 4. Экструзивная.
Приповерхностная (субвулканическая)	1. Жерловая. 2. Приповерхностная малых интрузий (штоковая, по Усову). 3. Приповерхностная жильная
Гипабиссальная, или малоглубинная	1. Малоглубинная плутоническая. 2. Малоглубинная фация малых интрузий
Среднеглубинная	1. Среднеглубинная плутоническая (батолитовая). 2. Среднеглубинная малых интрузий. 3. Среднеглубинная жильная
Глубинная (абиссальная)	1. Глубинная магматическая. 2. Глубинная существенно плутоническая. 3. Глубинная жильная
Крайнеглубинная (ультрабиссальная)	1. Чарнокитовая

фацию — комплекс магматических пород, обладающих рядом общих признаков, связанных с условиями формирования. Приведенное содержание термина «петрографическая фация» несколько шире понятия «фация глубинности» Д. С. Коржинского (1940) и «минеральная фация» П. Эскола, так как они выделяют фации по комплексу равновесных минеральных парагенезисов.

Основными факторами, определяющими фацию магматических пород, по Ю. А. Кузнецову, являются глубинность и морфология интрузивного тела. Позже (1961), он совершенно справедливо считал, что к показателям фациальных условий образования пород относятся все особенности пород и компонентов, за исключением тех, которые свойственны самой магме. Полагая, что фациальные особенности пород многообразны, он показал, что наиболее крупными классификационными подразделениями могут явиться фации глубинности (макрофации) или фации, выделяемые по глубине становления (табл. 1). Среди них различаются мезофации, которые определяются активным воздействием магмы на окружающие породы, что наиболее ярко выражается в форме тела, размерах контактового ореола и т. д. Кроме того, среди мезофаций могут быть выделены более мелкие подразделения (фации третьего порядка), определяемые воздействием среды на магму, что выражается в структурно-текстурных особенностях породы и ее составе.

Ю. А. Кузнецов (1949, 1961) неоднократно подчеркивал, что классификация фаций должна быть сложной и многоплановой. Каждая крупная фациальная единица (макрофация) состоит из более мелких подразделений, как и в других естественных классификациях природных объектов. Одновременно с этим характеристика фаций первого порядка должна быть обобщением всех признаков фаций второго порядка и т.д.

Некоторые положения описываемой схемы вызывают возражения. Так, не совсем убедительно отнесение жерловых образований к субвулканической фации. Такие мезофации, как малоглубинная плутоническая, приповерхностная фация малых интрузий и некоторые другие, совершенно не различимы друг от друга. Отсутствие ориентировочных, приближенных цифр, характеризующих глубину становления, делает предложенную схему весьма идеализированной и затрудняет ее использование.

Н. Д. Соболев (1961) предлагает при фациальном анализе учитывать внутренние особенности интрузива и различает: батосфации, определяемые глубиной формирования геологического тела, катасфации — текстурно-структурными особенностями пород, и илифации, определяемые вещественным составом пород. Полностью поддерживая автора относительно важности внутреннего строения интрузивов для фациального изучения, мы не можем признать удачной приводимую им терминологию. Свойства породы, все их многообразие — это функция условий образования, поэтому нет необходимости разделять эти свойства на ряд дополнительных фаций.

В связи с изучением вопросов рудообразования, связанного с вулканогенными породами и интрузиями малых глубин, предложены классификации фаций этих пород. Так, в 1965 г. В. Н. Котляр расчленил вулканиты и интрузии малых глубин по условиям образования следующим образом.

1. Фация резко выраженных гипабиссальных интрузий (крупные вулкано-плутонические комплексы). 2. Фация малых порфировых интрузий. 3. Приповерхностная группа фаций: субвулканическая, жерловая и прикальдерная. 4. Покровная, субмаринная фация (эффузивы, пирокластолиты основного и среднего состава). 5. Аэральная и субаэральная (эффузивы, туфы кислого и среднего состава).

Г. Н. Щерба (1965) несколько иначе подразделил приповерхностные магматические образования и продукты малых глубин. Он выделяет субвулканические, экструзивные и приповерхностные фации.

Заслуживают большого внимания в описанных систематизациях фаций установление глубинности рудообразования и детальная разработка связи ряда рудных формаций Казахстана с конкретными фациями магматических пород. Однако авторы этих классификаций не учитывают многообразия факторов, влияющих на условия образования горной породы. Кроме того, в них довольно беден набор критериев фациальности.

На материалах по гранитоидным формациям Урала Д. С. Штейнберг, Г. Б. Ферштатер, В. Г. Фоминых (1967—1968) и другие исследователи показали, что гранитоидные породы относятся преимущественно к двум фациям: абиссальной и гипабиссальной. Кроме того, они наметили ряд новых критериев фациальности: характер проявления мирмекита, дисперсия, содержание кремнезема и других элементов.

Иначе к проблеме фациальности подходят Х. М. Абдуллаев (1952), И. Х. Хамрабаев (1958, 1969), Д. И. Горжевский, В. Н. Козеренко (1966) и др. Они при выделении фаций используют комплекс

петрографо-геологических признаков, которые могут маркировать глубину становления в конкретных цифрах.

Так, И. Х. Хамрабаев (1958—1969) считает, что критериями глубинности могут служить следующие геологические признаки: ширина метаморфического ореола вокруг интрузивов, степень метаморфизма и метаморфические минералы, форма и внутренняя структура интрузивов, степень развития и характер магматических процессов, наличие или отсутствие эффузивных аналогов и жильных дериватов, характер ведущих постмагматических образований и тектонической структуры, возраст.

В последнее время одним из эффективных критериев фациальности магматических пород, по И. Х. Хамрабаеву, является содержание связанной воды в магматических образованиях.

Фациальность вулканических пород изучена недостаточно (М. А. Усов, Ю. А. Кузнецов). Возросшие требования к геологическим картам крупных масштабов, детальное картирование палеовулканических областей и тесная генетическая и парагенетическая связь полезных ископаемых с отдельными фациями вулканитов (жерловыми, купольными и др.) вызывают необходимость изучения этого вопроса.

В последние годы появились классификации фаций эффузивов Е. Ф. Малеева (1965, 1966, 1968), Е. К. Мархинина (1967), В. С. Коптева-Дворникова (1967), Г. Ф. Червяковского (1968) и др.

Так, Е. Ф. Малеев предлагает среди вулканогенных образований различать фации в зависимости от типов извержений, географического положения, вещественного состава, физико-химических условий образования и других факторов (фации направленных взрывов, игнимбритовая, лахаровая, песчаных потоков, ксенотуфовая, агломератовая, и др.). Эти фации выделены для районов современного вулканизма, где установление и изучение их не представляет собой трудности, поскольку сохранность продуктов извержения значительная. Для областей палеовулканизма с ничтожной сохранностью вулканитов последующие процессы размыва, метаморфизма и изменения вулканитов делают невозможным выделение всех названных фаций. Кроме того, при выделении фаций вулканитов нет единого принципа, поэтому эти классификации не могут быть приняты за основу.

Очень интересную классификацию вулканитов древних областей предложил В. С. Коптев-Дворников и др. (1967). В основу ее положен принцип условий образования тела, в том числе и его взаимоотношения с вмещающими отложениями. Морфологию тела вышеназванные авторы, как и Ю. А. Кузнецов (1949), считают второстепенным признаком и используют его при выделении субфаций. Всего выделяется три типа фаций: собственно эффузивная (с субфациями текучих лав, эксплозивной, экструзивной), субвулканическая и жерловая. Данная классификация, по нашему мнению, не учитывает многообразия подводно-вулканических образований и не позволяет четко различать пирокласты и ряд других особенностей эффузивов. По этой классификации трудно отличить жерловую фацию от субвулканической, так как и та и другая образуются «при движении магмы (лавы) к поверхности».

В тесной связи с изучением вулканитов находится исследование субвулканических и гипабиссальных образований. Специальных исследований, посвященных их фациальным признакам, мало. Можно отметить работы К. Н. Рудича, И. М. Сперанской (1962), М. Л. Гельмана (1964), по Северо-Восточной Чукотке и хребту Сарычева.

При изучении так называемых экструзивных гранитоидов Северного Кавказа А. М. Борсук (1963) выявил, что характерной чертой этих образований является их эффузивно-интрузивная природа. Позже аналогичные образования изучались П. В. Иншиным (1966), Е. Б. Яковлевой (1967), К. Н. Рудичем (1962).

Таким образом, решение проблемы фациальности магматических образований имеет существенное теоретическое и практическое значение. Наметился комплексный подход к выделению фаций с использованием ряда геологических и структурно-петрографических критериев (Х. М. Абдуллаев, И. Х. Хамрабаев, Д. И. Горжевский). Несомненно, что применение количественных методов при выделении фаций является перспективным.

Критерии фациальности еще не разработаны. Крайне неудовлетворительно состояние фациального расчленения эффузивов, субвулканических тел и гипабиссальных интрузий.

О термине «фация». Одним из наиболее употребительных и спорных является термин «фация магматических пород». Обзор многочисленной литературы по этому вопросу позволяет отметить, что в целом этот термин употребляется при определении условий образования породы (абиссальная и др.), породы или ее разновидности, отражающей те или иные условия (фации гранитов, гранодиоритов, аплитов и др.), свойств породы, отражающих условия ее образования.

В литературе данный термин употребляется еще для обозначения отдельных зон магматических тел (фации эндоконтактов, фации центральных частей и т.д.). Это многообразие толкования термина лишь запутывает исследователей. Нам представляется, что наиболее правильно определение М. А. Усова (1940): фация — это условия образования горной породы. В 1967 г. И. Х. Хамрабаевым, Т. Н. Далимовым и В. И. Айзенштатом (1967, 1970) предложена следующая формулировка: **фация** — совокупность условий образования горной породы (температура, давление, среда), которые определяют форму магматического тела, структурно-текстурные и другие его особенности. Если учесть, что в образовании вулканических пород решающую роль играют и другие не менее важные факторы, то вышеприведенное определение характеризует лишь фацию интрузивных пород. На наш взгляд, фация вулканогенных пород представляет собой совокупность условий образования вулканитов, обусловливающих тип и характер извержения и состав изливающейся магмы. Состав магмы в свою очередь определяет формы залегания вулканитов и особенности их внутреннего строения. Например, при гавайском типе извержения преимущественно развиваются собственно эффузивные фации, а при катмайском или плейском — существенно эксплозивные, образующие покровы. Другая сторона вопроса, связанная с термином «фация», заключается в необходимости выделения не только фаций как единственных таксономических единиц, но и их групп. Это вызвано тем, что в литературе интрузивные образования, сформировавшиеся в довольно разнообразных условиях и широком диапозоне глубин, рассматриваются часто как единая интрузивная фация. Аналогично этому и вулканогенные породы, образовавшиеся в крайне разнообразных условиях (подводных, наземных, прибрежно-морских и др.), отнесены также к одной фации. Поэтому правы те исследователи, которые различают макрофации, мезофации и микрофации (Кузнецов, 1949, 1961) или группы фаций (Горжевский, Козеренко, 1964).

Мы предлагаем выделять среди магматических образований следующие категории фаций: комплексы, семейства, фации, субфации. По

нашим представлениям, **комплекс фаций** — это совокупность условий образования пород, соответствующих разным формам проявления магматических процессов: вулканического (излившегося) и интрузивного (глубинного). **Семейство интрузивных фаций** объединяет сообщество интрузивных пород, занимающих сходную структурно-тектоническую позицию и сформировавшихся в определенном интервале глубин (семейство фаций малых глубин, где можно различить гипабиссальную

Таблица 2

Классификация фаций магматических пород Узбекистана (по Хамрабаеву, Далимову, Айзенштату, 1970)

Комплекс фаций	Семейство фаций	Фация	Субфация	Примеры
Вулканический	Наземное	Эксплозивная	Раскаленных лавин Направленных взрывов Туфовая, лахаровая (?)	Липаритовая формация ($P-T_1$) Кураминской подзоны
		Эффузивная	Лавовых потоков	
		Жерловая	Купольная, эруптивных даек	
		Вулкано-терригенная	Туфогенная (удаленных зон)	
	Подводное	Эксплозивная	Направленных взрывов, туфовая, туфокремнистая	Спилито-диабазовая формация (C_1) Юго-Западного Гиссара
		Эффузивная	Подушечных лав	
		Жерловая	Купольная Трубок взрыва	
Интрузивный	Малых глубин	Субвулканическая (0,5—1 *км*)	Не выделена	Бабайтагский, Ширтский, Ходжаипакский массивы
		Гипабиссальная	Менее глубинная (1—1,5 *км*)	Малые интрузии Алмалыка (P_1-P_2)
		(1—2 *км*)	Более глубинная (1,5—2,0 *км*)	Куюндинские гранитоиды Алмалыка (P_1)
	Больших и средних глубин	Мезоабиссальная (2—6 *км*)	Менее глубинная (2—4 *км*)	Актауский (C_3-P_1)
			Более глубинная (4—6 *км*)	Лолабулакский (C_3-P_1)
		Абиссальная (6—8 *км*)	Не изучена	Обинаурузский, Вахшиварский ($D_{2-3\,(?)}$)
		Ультраабиссальная (8—12 *км*)	То же	Среднеуруклинский и др. ($Pt_{1?}$)

и субвулканическую фации). Применительно к вулканитам фактор глубинности не играет определяющей роли, так как они формируются в поверхностных условиях (семейство поверхностных или подводных фаций). Представляется, что к **семейству фаций вулканитов** следует относить совокупность вулканогенных пород (эффузивных, эксплозивных, жерловых и др.), образовавшихся при одинаковых или сходных структурно-тектонических и палеогеографических условиях. Если два предыдущих термина характеризуют условия образования сообществ

пород (магматические комплексы, которые, как правило, полифациальны), то «фация» и «субфация» характеризуют условия образования самой породы. Относительно субфаций интрузивных пород мы считаем вполне справедливым определение М. А. Усова (1925, 1940): «...разновидности пород, обусловленные... нахождением породы в центральной и окраинной частях тела, можно назвать субфацией». Гораздо сложнее обстоит дело с вопросом о субфациях вулканитов. Единого принципа при их выделении нет. Целесообразно учитывать при этом продукт излияния, форму покровов, удаленность от центра извержения. Исходя из этих соображений, мы составили классификацию фаций магматических пород Узбекистана (табл. 2). В предлагаемой классификации и терминах можно отметить недостатки, обусловленные нерешенностью отдельных вопросов и относительной новизной поставленной задачи.

Глава II

МЕТОДИКА ФАЦИАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

О состоянии изученности гранитоидных формаций Узбекистана

В развитии магматизма республики гранитоидные образования играют ведущую роль, характеризуя эту гетерогенную область земной коры как типичную гранитную провинцию (рис. 1) (Хамрабаев, 1965). По данным большинства авторов, именно гранитоидные формации определяют металлогенический облик республики (Хамрабаев и др., 1969).

В связи с тем, что изучение фациальности гранитоидов базируется на комплексе петрографо-геохимических данных, мы считаем целесообразным осветить состояние петрологической и петрографо-геохимической изученности гранитоидных образований Узбекистана. Это необходимо еще и потому, что фациальный анализ гранитоидов в значительной мере проблема петрологическая и решаться она должна петрологическими и в меньшей мере другими (регионально-геологическими) методами.

Согласно И. Х. Хамрабаеву и Е. Н. Горецкой (1965), гранитоидные образования Средней Азии по степени изученности могут быть разделены на три категории:

1) хорошей изученности (наличие детальных карт, обоснованное расчленение массива: массив охвачен углубленными, детальными петролого-геохимическими и минералогическими исследованиями);

2) средней степени изученности (массивы охвачены крупномасштабной геологической съемкой, имеются отдельные несистематизированные данные по петрологии и геохимическим особенностям);

3) плохо изученные (контуры массивов намечены, но нет данных по обоснованному их расчленению. Отсутствуют сведения по петрологии, минералогии и геохимии).

Анализ имеющегося в нашем распоряжении материала позволяет считать, что к категории хорошо изученных массивов относятся отдельные интрузивы Западного Узбекистана (Актауский, Акчопский, Тозбулакский), Чаткала (Карабашский, Акчинский, Шавасский, Бабайтагский, Чаткало-Ангренский плутоны). Число интрузий этой категории составляет 8—10% общего их числа.

Количество средне изученных массивов гораздо больше (55—60%). К ним относятся: Верхнешавасский, Калбандыкский, Карабауский в Юго-Западном Чаткале; Карамазарский, Кошрабадский, Нуратинский плутоны в Западном Узбекистане; Обинаурузский, Вахшиварский, Туполангский в Гиссаре и т.д. Остальная часть интрузивов

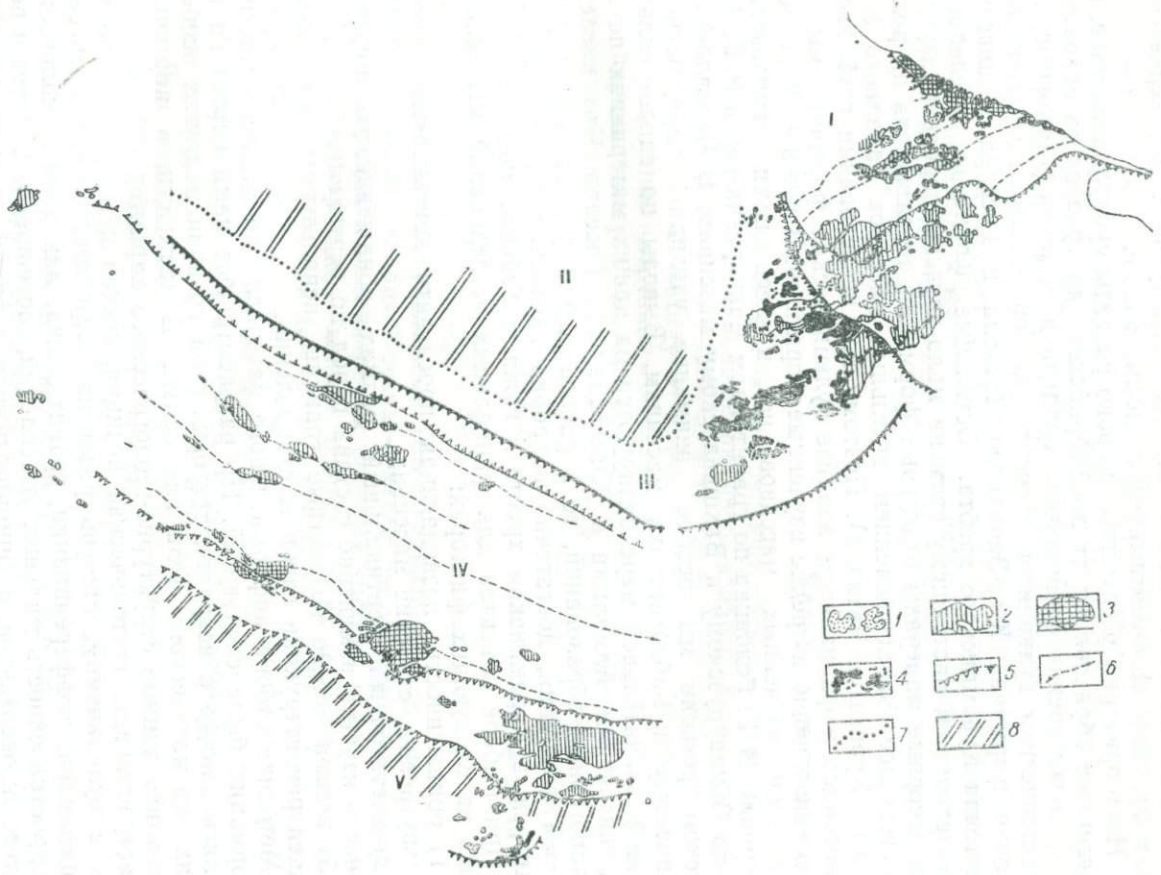


Рис. 1. Схема размещения гранитоидов в структурно-формационных зонах Узбекистана (открытые территории).

Структурно-формационные зоны (цифры на рис.): *I*—Чаткало-Нарынская; *II*—Средне-Тянь-Шаньский срединный массив; *III*—Курамино-Кызылкумский вулкано-интрузивный пояс; *IV*—Южно-Тянь-Шаньская геосинклинальная область; *V*—Байсунский срединный массив. *1*—гранитоиды больших глубин (гранитоидные формации срединных массивов); *2—3*—гранитоидные формации средних глубин (геосинклинальный тип с эв- и миогеосинклинальными подтипами); *4*—гранитоидные формации малых глубин (внегеосинклинальный тип); *5*—глубинные разломы; *6*—оси складок; *7*—ориентировочные границы; *8*—срединные массивы (закрытые Mz—Kz чехлом).

гранитоидов плохо изучена и задачей последующих лет является их детальное петролого-геохимическое исследование.

На территории республики широко развиты субвулканические, вулканогенные образования от докембрийского до триасового возраста.

С точки зрения фациального анализа и петрографо-геохимической характеристики вулканитов относительно изученными являются липаритовая формация Юго-Западного Чаткала и Гиссара и андезито-дацитовая Кураминского хребта. Остальные формации исследованы недостаточно. К настоящему времени мало изучены породообразующие и акцессорные минералы отдельных формаций, не выявлена их роль в петрогенезисе (за исключением отдельных массивов Западного Узбекистана, Курамы и Чаткала). Поэтому при исследовании глубинности гранитоидов и фациальном анализе вулканических формаций мы опирались на хорошо и средне изученные формации. В Южном Узбекистане детально изученных массивов нет, и здесь нами использованы материалы В. Е. Головина по гранитоидам Чакчарских гор и Э. Б. Алиева по Обинаурузскому и Вахшиварскому массивам. В Чаткало-Кураминском регионе мы особое внимание уделили Карабашскому, Акчинскому и Бабайтагскому массивам. Выводы по гипабиссальной фации в значительной мере базируются на наших материалах по малым интрузиям Алмалыка и Юго-Западного Гиссара. Что касается вулканогенных образований, то в работе рассматривается лишь липаритовая формация, достаточно подробно изученная на правобережье р. Ангрен, в Кураминском хребте и Южном Узбекистане.

При выборе объектов для фациальных исследований мы основывались на следующих факторах:

1) обнаженность, позволяющая проследить контактовые изменения, внутреннее строение массива;

2) достаточный вертикальный размах обнажений, дающий возможность изучить изменение состава пород по вертикали;

3) весьма четкие возрастные границы, используемые для последующей реконструкции глубины становления.

Методика отбора информативного материала по каждому массиву и формации была следующей. На разработанные нами картотеки наносились данные о возрасте, тектонической позиции и других особенностях магматического тела или свиты. В частности, в карточках отражались данные структурно-геологического характера: форма тела, возраст, площадь, тектоническая позиция, состав и мощность кровли, связь с вулканизмом, степень развития петрогенетических процессов (ассимиляции, дифференциации, гранитизации, ликвации), количество и распространенность жильных отщеплений, соотношение аплитов и пегматитов, экзоконтактовый (ширина ореола и фации метаморфизма) и эндоконтактовый метаморфизм, процессы автометасоматоза.

По этим данным, уже в начальной стадии обработки материала можно определить ориентировочную глубину становления методом реконструкции и величину литостатического ($P_{лит}$) давления способом Ревердатто-Слободского (1967, 1969), используя для этого удельный вес пород кровли, их мощность, размеры интрузива и т.д., а также ориентировочно восстановить температуру массива при его внедрении.

Далее на этих карточках отражаются петрографо-минералогические признаки пород[1]: структурно-текстурные особенности, парагенезис

[1] Данные по петрографическим и минералогическим особенностям пород используются не в целом по массиву, а по фазам или импульсам.

минералов состав и свойства полевых шпатов (степень пертитизации, элементы-примеси, структурно-оптические типы, степень рентгеновской триклинности и оптическая упорядоченность), характерные особенности биотитов, амфиболов, мусковита, магнетита, граната и т. д.

Петрохимические и геохимические данные в рассматриваемой карточке играют существенную роль. Здесь отражается средний химический состав по фазам внедрения, рассчитываются соответствующие петрохимические коэффициенты, наносятся содержание связанной воды, величины средних содержаний и статистические параметры распределения Li, Rb, Cs, Pb, Zn, Cu, Sn, U, Th, Nb, Ta, F и др.

Методы определения давления

Величины давления при становлении магматических тел охарактеризованы нами по: 1) положению фигуративных точек гранитоидов на тройной диаграмме Ab—Or—Q, а также количеству нормативного альбита в породах; 2) методу В. В. Ревердатто и Р. М. Слободского (1969) по определению интрузивного давления с учетом мощности пород кровли; 3) парциальному давлению паров воды и кислорода; 4) содержанию связанной воды в породах и др. Для оценки относительной глубинности отдельных массивов используются химические, геохимические и геофизические данные (коэффициенты окисленности железа $F = \frac{Fe_2O_3}{FeO}$ и фациальности $K_ф = \frac{Fe_2O_3}{MgO}$; Гинатуллин, 1966).

Положение фигуративных точек гранитоидов на диаграмме «альбит—ортоклаз—кварц» Боуэна—Таттла; количество нормативного альбита в породах и калинатровых полевых шпатах. На тройной диаграмме «альбит—ортоклаз—кварц», основанной на материалах О. Таттла и Н. Боуэна (1960), при давлении паров воды от 500 до 4000 *кг/см*^{2} фигуративные точки составов салической части изученных гранитоидов (за исключением интрузий малых глубин) располагаются в области кварц-полевошпатовой котектики, в непосредственной близости от анхиэвтектического трога или внутри него (рис. 2).

Для определения нормативного состава гранитоидов использован метод GIPW. При пересчете химических анализов пород порфирового облика целесообразно раздельно считать нормативный состав интрателлурических выделений и основной массы. Для этого определяется количество интрателлурических выделений различного состава (%); на основании данных химических анализов минералов или оптических определений с дальнейшим использованием универсальных таблиц Я. С. Висьневского (1968) или П. Н. Чирвинского (1953) вычисляются содержания главных петрогенных окислов в интрателлурических минералах, которые затем суммируются. Расчет нормативного состава вкрапленников, а затем нанесение его значений на диаграмму «альбит—ортоклаз—кварц» позволяет ориентировочно определить давление паров воды, сопутствующие ранним этапам кристаллизации породы.

Вычитая состав вкрапленников из валового химического состава породы и пересчитывая эту разность на нормативный состав по методу CIPW, можно получить минимальные значения P_{H_2O} характерные для поздних этапов кристаллизации. Минимум при повышении давления P_{H_2O} от 500 до 4000 *кг/см*^{2} смещается в направлении более высокого содержания альбита в остаточном расплаве (Лутц, 1963; Джейн, 1957;

Таттл, 1963). Следовательно, содержание нормативного альбита может служить ориентировочным показателем давления паров воды в системе.

При использовании данного метода метасоматически измененные породы, а также продукты поздних магматических фаз, характеризующиеся избытком щелочей, особенно к концу кристаллизации в естественных системах «щелочной полевой шпат — SiO_2—H_2O» (Таттл, Ингленд, 1955; Стьюард, 1957; Таттл, 1961), не рассматриваются. Интрузии начальных фаз из-за широко проявленных процессов ассимиляции также мало пригодны для определения давления указанным способом.

Таким образом, на диаграмму Ab—Or—Q должны, по Н. Боуэну и О. Таттлу, наноситься результаты анализов неизмененных интрузивных пород, соответствующих граниту или эффузивам гранитного состава.

Содержание нормативного альбита в гранитоидах является хорошим показателем давления в системе и составляет, по нашим данным

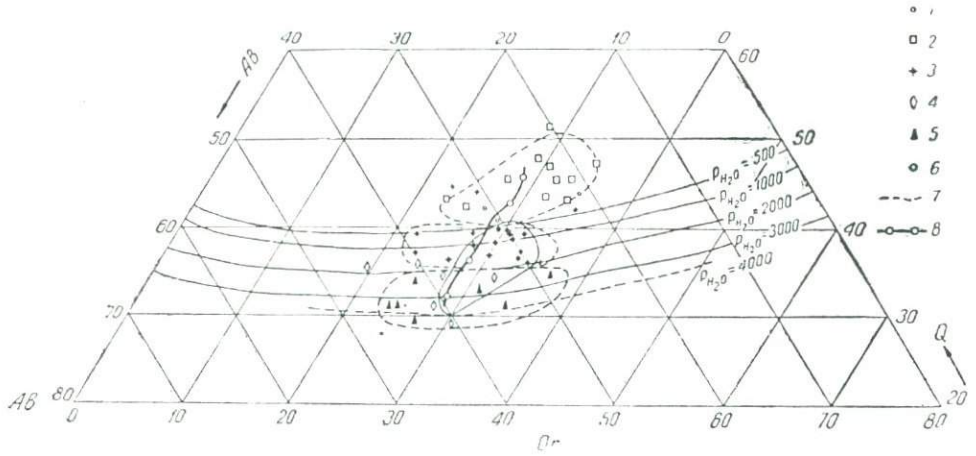


Рис. 2. Положение фигуративных точек гранитов различных фаций Узбекистана на тройной диаграмме Ab—Or—Q (Боуэн, Таттл, 1958).

1—субвулканическая фация; *2*—гипабоссальная; *3—4*—мезоабиссальная ; *5*—абиссальная фация; *6*—средний состав гранитов; *7*—границы различных фаций; *8*—линия эволюции составов.

в гранитах субвулканической фации 26,5%, гипабиссальной — 24,4 (менее глубинная субфация) — 34,6% (более глубинная), мезоабиссальной — 36,5 (менее глубинная) — 37,7% (более глубинная), абиссальной — 39,37%. Таким образом, видно отчетливое возрастание количества нормативного альбита пород с глубиной. Поведение нормативного ортоклаза противоположно. Концентрации его в породах вышеуказанных фаций соответственно равны (%): 34,3; 33,7; 27,52; 20,7; 26,5; 25,28.

Подобную закономерность в поведении альбита в системе «ортоклаз—альбит—кварц» в интервале давления P_{H_2O} =4—10 *кбар* выявили также Дж. Лутц, Р. Х. Джанс и О. Ф. Таттл (1963). Ими отмечено также, что ненасыщенные Al_2O_3 плутонические породы образовались при низком P_{H_2O}, а перенасыщенные — при P_{H_2O}, превышающем 3500 *бар*.

Определение интрузивного давления с учетом мощности пород кровли (метод Ревердатто-Слободского). В районах с хорошо изученными возрастными взаимоотношениями интрузий и вмещающих пород,

особенно там, где глубина эрозионного среза относительно невелика, глубина становления интрузий может быть определена путем восстановления мощности вмещающих пород, существовавших в период формирования магматического тела. В этом случае глубина стабилизации интрузива определяется мощностью наиболее молодой свиты, прорываемой интрузией.

Здесь необходимо учитывать зависимость давления на интрузив от нагрузки каркаса пород. Как установлено Р. М. Слободским (1965), сила, с которой плутон приподнимает породы кровли (непосредственно над интрузивом), равна:

$$P_{общ} = P_1 + P_2 \ кг/см^2,$$

где P_1 — литостатическая нагрузка:

$$P_1 = \rho\pi r^2 \cdot h\, 10^{-3} \ кг;$$

ρ — плотность пород кровли, $кг/дм^3$;
r — радиус горизонтального сечения магматического тела, $см$;
h — мощность толщи осадочных пород, $см$;
P_2 — разрушающая нагрузка:

$$P_2 = R \cdot 2\pi \cdot r \cdot h, \ кг,$$

где R — предел прочности пород, $кг/см^2$, величина ее чаще всего составляет $2{,}7 \times 10^{13}$ $кг/см^2$. Давление механически активного магматического тела определяется как отношение $P_{общ}$ к S, где S — площадь обнаженной части интрузива.

На практике активно внедряющиеся плутоны поднимают в куполах кровлю не только непосредственно над интрузивом, но и в значительном удалении от него, образуя во вмещающих породах брахиантиклинальные складки, трещины, кливаж и т. д. Поэтому приведенные выше расчеты дают заниженные результаты. В этом случае для определения интрузивного давления ($кг/см^2$) предлагается формула:

$$P_{интр} = \frac{10^{-3} \cdot \pi R^2 \sum_1^t \rho_i \cdot h_i + 2\pi r \sum_i^i F_i \cdot h_i}{\pi r^2},$$

R — радиус купола ($см$); ρ — плотность ($кг/дм^3$); h — мощность составной части осадочной толщи ($см$); F — предел прочности ($кг/см^2$); r — радиус горизонтального сечения плутона ($см$).

Парциальное давление кислорода в системе. Определение P_{O_2} по валовому химическому составу пород. При известном химическом составе породы парциальное давление кислорода может быть определено по следующей формуле (Хрусталева, 1969; Кучев, 1964):

$$P_{O_2} = \frac{a^2 \cdot Fe_2O_3 \cdot K_pO_2}{a^4 \cdot FeO},$$

где aFe_2O_3 и $aFeO$ — активность молекул железа в расплаве, пропорциональная их мольным количествам; K_pO_2 — величина константы равновесия реакции окисления FeO (при $t = 1000°$, $K_pO_2 = 0{,}00898$).

Однако суждение о парциальном давлении кислорода по валовым химическим анализам пород очень приближенно (Маракушев, 1969), поскольку соотношение Fe_2O_3 и FeO может варьировать в широких пределах в зависимости от количественных соотношений минеральных фаз с разной степенью окисленности железа. Поэтому, для определения такого интенсивного параметра, как P_{O_2}, необходимо использовать

487

составы минералов в определенных парагенезисах, тем более, что активность кислорода меняется в ходе становления породы.

Способы оценки активности кислорода в системе с учетом состава минеральных фаз. Активность иона O^{+2} может служить мерой щелочности — основности силикатных расплавов, повышаясь пропорционально активности сильных оснований (например, Na_2O; Д. С. Коржинский). С ростом основности расплава активность основных окислов увеличивается, а кислотных компонентов — уменьшается.

Активность кислорода в расплаве соответствует внутреннему парциальному давлению P_{O_2} и складывается из соотношения «мостикового» и «немостикового» кислорода, т. е. степени полимеризации, которая характеризуется, что Ю. Н. Кочкину (1969), отношением $\frac{O}{Si}$. Ю. Н. Кочкиным установлено, что «нейтральному» силикатному расплаву соответствует величина O/Si, равная 3—3,4.

Определенным (парагенным) минеральным ассоциациям при постоянных P и t соответствуют фиксированные значения давления

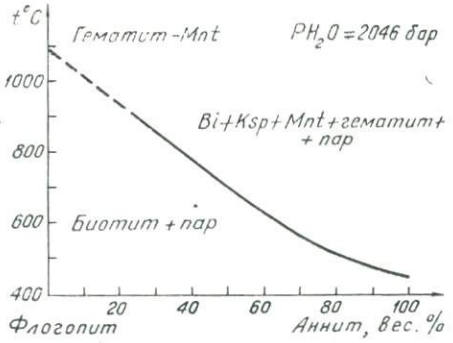


Рис. 3. Зависимость состава биотитов от температуры для разреза флогопит-аннит при постоянном давлении водяного пара P_{H_2O} — 2016 *бар* и парциальном давлении кислорода, соответствующем ассоциации гематит — Mnt (Уонс, Югстер, 1963).

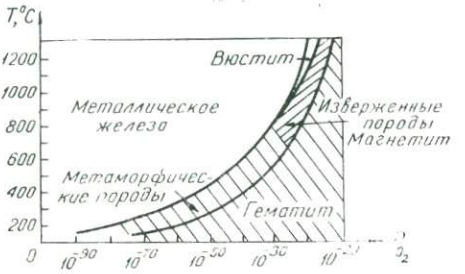


Рис. 4. Диаграмма $T—P_{O_2}$ в системе „окислы железа—SiO_2—вода" при низких парциальных давлениях кислорода (Флешен, Осборн, 1957).

(фугативности) кислорода. Для его определения можно использовать данные экспериментальных исследований Д. У. Уонса и Х. П. Югстера (1965) по устойчивости биотита, сосуществующего с калинатровым полевым шпатом и магнетитом. Диаграмму Д. Р. Уонса и Х. П. Югстера (рис. 3) наиболее целесообразно применять для гранитоидов мезоабиссальной или абиссальной фаций, поскольку эксперимент осуществляется при $P_{H_2O} = 2046$ *бар*.

Температура кристаллизации биотита может быть определена исходя из его химического состава (Уонс, Югстер, 1965), или из содержания в слюде Sc (Офтедаль, 1943).

Термодинамический метод расчета парциального давления кислорода. Парциальное давление кислорода в магме существенно зависит от температуры (понижается по мере охлаждения системы), которую предварительно определяют каким-либо косвенным методом. В основу дальнейшего расчета берется реакция равновесия гематит—магнетит: $2\,Fe_2O_3 = \frac{1}{2}O_2 + 2\,Fe_3O_4$. При этом используется следующая зависимость:

$$\Delta F = \Delta H - T \cdot \Delta S,$$

где ΔF — приращение свободной энергии; ΔH — изменение энтальпии от 25° до T; ΔS — изменение энтропии в тех же пределах температур.

Величина ΔS и ΔH находится по справочникам В. А. Николаева и Г. И. Доливо-Добровольского (1962).

Равновесная константа равна:

$$\lg K = \frac{-\Delta F}{2{,}303 \cdot R \cdot T_0},$$

где R — газовая постоянная, составляет 1,99 *ккал/моль*; T_0 — абсолютная температура процесса ($T_0 = 273°C$). Например, $\lg K = -4$, тогда $K = 10^{-4}$. При этом для равновесного распределения O_2 получаем вдвое меньшую величину давления, т. е. 10^{-8} *атм*.

Если предположить, что магнетит во время кристаллизации находился в равновесии с магмой, то по диаграмме $T—P_{O_2}$ С. С. Флешена и Е. Ф. Осборна (рис. 4) можно определить парциальное давление кислорода в начале кристаллизации гранитоидов. Температуру в данном случае следует рассчитывать методом А. Баддингтона (1955) или другим.

Связь намагниченности пород с глубиной их формирования. Глубина формирования интрузий существенным образом влияет на их намагниченность. Как показано в предыдущих исследованиях (Ахматов и др., 1970; Котляревский, 1969), одновременно с ростом коэффициента окисленности железа $\left(F = \frac{Fe_2O_3}{FeO}\right)$ в направлении от абиссальных интрузий к приповерхностным в породах уменьшается содержание закиси железа и возрастает концентрация Fe_2O_3. Отмеченное явление связано непосредственно с ростом парциального давления P_{O_2} в интрузиях малых глубин.

Для магматических пород Узбекистана связи между вещественным составом пород и их эффективной намагниченностью $I_{эфф}$ 10^{-6} CGS исследовал Л. Н. Котляревский (1966—1969). Он установил, что намагниченность интрузий возрастает обратно пропорционально глубине их залегания. Аналогичная зависимость для гранитоидов Верхояно-Чукотской складчатой области и Охотско-Чукотского вулканогенного пояса отмечена Д. М. Печерским (1969).

Средние значения содержаний FeO, установленные Л. Н. Котляревским: для магнитных интрузий — 3,25—4,3%, для немагнитных — 2,25—2,4%, Fe_2O_3 соответственно 2,2—2,5% и 1—1,2%.

Коэффициент корреляции между намагниченностью и содержанием Fe_2O_3, вычисленный Л. Н. Котляревским, составляет 0,84—0,91, а уравнения регрессии имеют следующий вид:

$$I_{эфф} = 432{,}1 - 644{,}2\,(Fe_2O_3) + 389\,(Fe_2O_3)^2 - 54{,}2\,(Fe_2O_3)^3 + \\ + 1{,}6\,(Fe_2O_3)^4 \text{ (Чаткало-Курама);}$$

$$I_{эфф} = \frac{Fe_2O_3 + 1{,}25}{0{,}0023} \text{ (Западный Узбекистан).}$$

Различия между этими связями вызваны, вероятно, тем, что в интрузиях Чаткало-Кураминских гор большая часть железа фиксируется в магнетите (магнитная восприимчивость $200 \cdot 10^{-4}$ CGS), а в породах Западного Узбекистана — в биотите и роговой обманке (магнитная восприимчивость $16—122 \cdot 10^{-6}$ CGS).

Уменьшением концентрации парамагнитного окисла Fe_2O_3 (рост содержания диамагнитного FeO) с глубиной, как нам кажется, можно объяснить падение намагниченности пород в этом направлении.

Исследования интрузивов Узбекистана показывают, что между намагниченностью пород и концентрацией в них магнетита (основного ферромагнетика) существует прямая зависимость. С этой точки зрения можно объяснить значительно бóльшие величины $I_{эфф} = 10^{-6}$ CGS для гранитоидов Срединного Тянь-Шаня по сравнению с Южным Тянь-Шанем. Относительно высокая эффективная намагниченность интрузий малых глубин обусловлена, таким образом, повышением в породах гипабиссальной и субвулканической фаций концентрации акцессорного магнетита.

Использовать намагниченность интрузивных пород для суждения об их фациальной принадлежности следует с большой осторожностью, поскольку магнитные свойства интрузий существенно зависят от их тектонического положения, химизма, вещественного состава вмещающей среды, глубины эрозионного среза и др.

Методы определения температуры кристаллизации гранитоидов

Работами ряда исследователей за период с 1929 по 1967 г. существенно расширены и уточнены представления о температуре образования гранитоидных пород. Это достигнуто как путем экспериментальных

Таблица 3

Температура кристаллизации кислых магматических пород (наиболее распространенные интервалы)

Состав пород	Наиболее распространенный температурный интервал кристаллизации, C°
Лавы кислого состава (риолиты, дациты)	1100—900
Гипабиссальные и субвулканические тела гранитоидов кислого неэвтектического состава (без переохлаждения в верхних структурных ярусах)	900—850
Гранитоиды неэвтектического состава умеренных и небольших глубин становления, в том числе перегретые, бедные летучими магмы	850—700
Эвтектические и котектические кислые гранитоиды (большей частью средних и больших глубин), продукты прогрессивной стадии гранитизации, мигматизации, анатексиса; высокотемпературные гранитные пегматиты	700—620
Эвтектические выплавки, граниты, богатые летучими (H_2O, CO_2, HF, NH_3, CO_2), продукты регрессивной стадии гранитизации, низкотемпературные гранитные пегматиты, позднемагматические ортоклазовые и микроклиновые метасоматиты	600—500 (для пегматитов и метасоматитов до 400° и менее)

исследований (плавление естественных горных пород и искусственных «гранитных систем» в присутствии воды, гомогенизация газово-жидких включений в минералах), так и в ходе изучения несиликатных систем (чаще минералов—изоморфных смесей), которые рассматривались в качестве геологических термометров.

Обзор публикаций по температурам кристаллизации кислых продуктов магматизма позволяет наметить ориентировочные цифры (табл. 3). Средние магматические температуры кристаллизации пород

различной фациальной принадлежности отчетливо снижаются с увеличением глубины. При значительном повышении давления, как отмечает В. С. Соболев (1964), обнаруживаются две тенденции: повышение температуры плавления за счет увеличения давления и падение — при растворении H_2O. Принимая постоянным парциальное давление водяного пара, можно считать, что после достижения минимальных значений или возрастания давления точка плавления гранитов медленно повышается. Мы рассмотрим следующие методы определения палеотемператур: по положению фигуративных точек гранитов на тройной диаграмме «альбит—ортоклаз—кварц»; термометрическим показаниям отдельных минералов-термометров, либо их пар в гранитоидах; характеру и степени контактового метаморфизма пород, вмещающих гранитоиды.

Кроме названных, существует еще много способов определения палеотемператур (Г. Садецки-Кардошш, Л. В. Александров, Н. П. Ермаков, Ф. Каллеруд и др.), на характеристике которых мы не останавливаемся.

Положение фигуративных точек гранитоидов в тройной системе $NaAlSi_3O_8$—$KAlSi_3O_8$—SiO_2. В описываемой системе важное значение с точки зрения петрогенезиса имеет положение эвтектики (для P_{H_2O} в пределах 500—4000 *кг/см*^{2}), соответствующее наиболее распространенному составу гранитоидов с более чем 80% нормативных Ab, Or, Q и минимальной температуре их кристаллизации (660—700°).

Температурный минимум располагается на стороне Ab—Or диаграммы, а от него вытягивается «термическая долина» вплоть до эвтектического трога.

Отклонение нормативного состава гранитоидов от эвтектического указывает на их кристаллизацию при 700—750° и выше (Соболев, Добрецов, Хлестов, 1967). Расчет нормативного состава гранитоидов можно производить исходя из данных количественно-минералогического подсчета и на основе валового химического состава пород.

Для субвулканических интрузий и вулканогенных пород с плохо раскристаллизованным базисом вычисление нормативного состава производится по данным химического анализа.

Полученные этим методом температурные данные могут быть проконтролированы результатами экспериментальных работ Х. Винклера и Х. Платтена (1964), которые плавили (при P_{H_2O} = 2000 *атм*) граувакки, песчаники, глины и интрузивные породы (граниты, гранодиориты) известного состава и наносили фигуративные точки вместе с соответствующими температурами плавления на тройную диаграмму «альбит—ортоклаз—кварц» Боуэна-Таттла (рис. 5).

Содержание элементов примесей в магнетите. Примеси в магнетитах присутствуют в трех формах: изоморфные (V, Mn, Cr, Ni, Co, Al, Zn, Sc, Pb, Sn, Cu, Ga, Ge, Zr, Yb и др.), самостоятельные минералы — продукты распада твердых растворов (ильменит, ульвошпинель, V — кульсонит, Mg и Al — шпинель, Mn — якобсит и др.) и включения, вростки.

А. Баддингтон, И. Фэги и А. Власидис (1955) при экспериментальном изучении системы Fe_3O_4—FeO—TiO_2 установили прямую зависимость между количеством TiO_2 в магнетите и температурой образования последнего независимо от формы нахождения титана. По данным этих исследователей, температура кристаллизации гранитов (по содержанию TiO_2 в магнетитах) составляет 600—800°. Основное условие возможности применения метода А. Баддингтона и др. — насыщенность распла-

ва двуокисью титана в момент кристаллизации магнетита, о чем свидетельствуют вростки ильменита в магнетите.

Метод А. Баддингтона и др. дает относительно правильные (не завышенные) результаты только при снижающихся температурах кристаллизации магматических пород. Как указывает В. В. Ляхович (1959), даже слабое постмагматическое изменение пород приводит к выносу титана из титано-магнетита. Частичная хлоритизация темноцветных

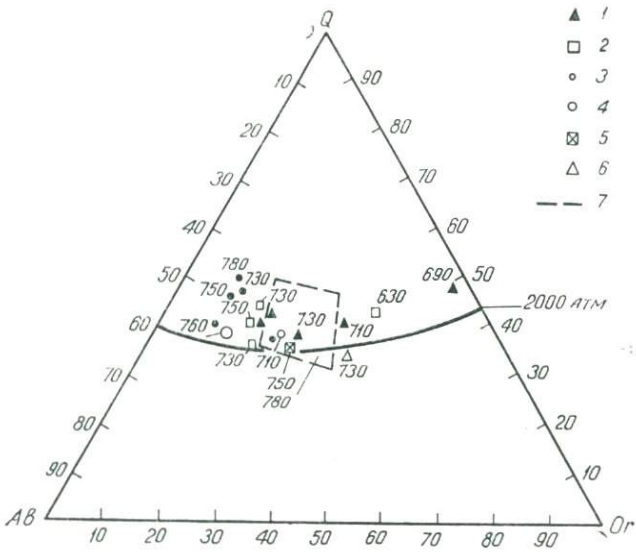


Рис. 5. Размещение фигуративных точек осадочных интрузивных пород на диаграмме Ab—Or—Q и температуры их плавления при P_{H_2O} = 2000 *атм* (по экспериментальным данным Винклера и Платена, 1961).

1—грауваккн Смитлотума; *2*—граувакки; *3*—граувакки Страсбурга; *4*—тоналиты; *5*—Biγ_0 (t = 780 — 840°, P = 2000 *атм*); *6*—известь—шелочные граниты; *7*—гранодиориты (t=780—770°, P_{H_2O} = 2000 *атм*).

минералов при умеренных температурах приводит к образованию бедного титаном постмагматического магнетита.

Связь содержания TiO_2 в магнетитах с температурой кристаллизации отмечается в работах Дасгупты (1966). Для гранитоидов СССР она изучена Д. С. Штейнбергом, И. Х. Малаховым, В. Г. Фоминых (1964—1970), В. Г. Фоминых, Н. А. Ярош (1966) и др. (табл. 4). Различия в температуре образования магнетитов уральские исследователи объясняют происхождением гранитов в одних случаях за счет базальтовой магмы, в других — гранитовой. Так, в гранитоидах, генетически связанных с основной магмой, в магнетите количество Ti в 4—16 раз, Cr — в 1,5, Mn — в 1,5, Co — в 4, Ni — в 6,5, V — в 2—2,4 раза выше, чем в аналогичных по составу гранитоидах сиалического происхождения. Кроме того, установлено (Фоминых, Ярош, 1966), что содержание Ti и Mn в магнетитах связано с глубиной формирования гранитоидов и растет в менее глубинных фациях интрузий одновременно с увеличением парциального давления кислорода.

Парциальное давление кислорода играет основную роль при распределении TiO_2 между железо-магнезиальными темноцветными минералами и магнетитом (Альмухамедов, 1966).

Противоположным образом ведет себя в магнетитах Mg, концентрации которого уменьшаются с глубиной и, по-видимому, не

Таблица 4

Состав и температура кристаллизации магнетита из гранитоидов различных областей Союза ССР

Массив	Район	Фация глубинности	TiO_2, %	t°C, по Баддингтону и др., град	Автор
Граниты „гранитоидного" ряда	Урал	Мезоабиссальная, абиссальная	0,2—0,6, ср. 0,54	До 400	Д. С. Штейнберг и др., 1964
Гранитоиды „базальтоидного" ряда	То же	Гипабиссальная	1,8—3,64, ср. 2,96	До 550	То же
Гранитоиды „гранитного" ряда	Алтае-Саянская область	То же	0,64—2,46	До 500	В. А. Вахрушев, 1962
Стрельницкие граниты	Кольский полуостров	Абиссальная	0,1—0,2	До 400	В. Р. Ветрин, 1967
Каскальярванский комплекс	То же	То же	0,2—0,95	До 400	В. Г. Виноградов, 1967
Магнитогорский интрузив	Урал	Гипабиссальная	2,15—6,65, ср. 4,47	До 600	Г. Б. Ферштатер, 1966
Куйбасовский интрузив	То же	То же	1,13—2,63	До 500	То же
Мосовский интрузив	„	„	1,93—5,28	До 500	„
Гранитоиды левобережья р. Вишера	Центрально-Уральский мегантиклинорий	„	2,39	450	П. Н. Старков, 1967
Заурулюнцевский, Кутоморский и другие интрузивы	Восточное Забайкалье	Мезоабиссальная	0,42—1	400	И. В. Завьялова, 1969
Кондуевский, Куйдунский, Соктауский и др.	То же	Гипабиссальная	0,42—4,1	До 600	То же
Пермские интрузии Кураминского хребта	УзССР	То же	2,4—2,45	450	В. И. Айзенштат, 1967
Акчинский, Шавасский, Карабашский интрузивы в Юго-Западном Чаткале	То же	Мезоабиссальная	0,96—2,2	400—450	К. У. Урунбаев, 1965
Устукский и Акчопский интрузивы в Нуратинском хребте	„	То же	1—1,42	400	О. Кушмурадов, 1967
Интрузивные комплексы Чаткальского хребта	„	„	0,2—0,54	400	В. В. Козырев и др., 1968

связаны с температурным режимом магмы (Павлова, Чупрынин, 1955; Ферштатер, Ярош, Меттих, 1970)*. На независимость концентра-

* Иную точку зрения на связь содержания Mg в магнетитах с температурой кристаллизации последних высказывает Дасгупта (1966).

ции в магнетитах Ni, Co, Cr от температуры указывает В. Р. Ветрин (1967).

С другой стороны установлен рост содержания Al в более высокотемпературных магнетитах (Дасгупта, 1966; Сергеева, Руднева, 1963; Вахрушев, 1959; Ляхович, 1959). Концентрации Cu в них связаны с химическим потенциалом кислорода в системе (Ветрин, 1967).

Содержание альбита в полевых шпатах (двуполевошпатовый геотермометр). На возможность использования полевых шпатов для установления температуры образования горных пород впервые указал Т. Ф. Барт (1936). Опираясь на закон распределения Вант-Гоффа (с исправлениями Нернста), Т. Барт рекомендует определять значения температур по величине K (степени распределения), равной отношению количества альбита в калинатровом полевом шпате к содержанию его в равновесном плагиоклазе. В последних работах Т. Ф. Барт (1951, 1956, 1962) показал, что в зависимости от выбора шкалы получаются расхождения в температуре порядка 90—165°. Так как большая часть определений палеотемператур по методу Барта основана на графике 1965 г., то он может быть принят за эталон.

По мнению многих авторов, константа равновесия K зависит от величины давления и химизма среды, скорости остывания пород, наличия межпорового флюида, размера зерен, содержания анортита в системе. Метод Т. Барта дает минимальные температуры парагенезиса и оправдан в интервале 500—1000° при давлениях до 3000—4000 *атм*, и $K \leqslant 0{,}4$. Двуполевошпатовый термометр Т. Барта следует осторожно применять к субвулканическим и гипабиссальным породам, где ассоциации минералов часто неравновесны.

Относительно недавно И. Д. Рябчиковым (1965) предложена новая диаграмма двуполевошпатового термометра, построенная с учетом избыточных термодинамических параметров (энтропии и энтальпии). Температуры, полученные по методу И. Д. Рябчикова, также являются достоверными лишь в случае равновесия между плагиоклазом и калинатровым полевым шпатом при давлениях до 3000 *атм*.

Термо-барометрический метод Б. Г. Лутца (1968). Для термо-барометрирования пар минералов, кроме калинатрового полевого шпата и плагиоклаза, Б. Г. Лутц предлагает магнетит с ильменитом, которые могут быть представлены как две изоморфные серии: ильменит—гематит ($FeTiO_3$—Fe_2O_3) и магнетит—ульвошпинель (Fe_3O_4—$FeTiO_4$).

Равновесие между конечными членами определяется реакцией:

$$Fe_2O_3 + Fe_2TiO_4 = Fe_3O_4 + FeTiO_3$$

с константой равновесия:

$$K_p = \frac{(Fe_3O_4)\,(FeTiO_3)}{(Fe_2O_3)\,(FeTiO_4)},$$

где в числителе и знаменателе приведены мольные доли соответствующих компонентов в магнетите и ильмените. Приближенный расчет константы равновесия для пары магнетит—ильменит, по данным Б. Г. Лутца, приводится в таблице 5.

Исходя из влияния давления на равновесие, по соотношению Клаузиса-Клайперона имеем:

$$\frac{\Delta P}{\Delta T} = \frac{\Delta S_p}{\Delta V_p} = 13{,}5 \ атм/град,$$

т. е. с увеличением равновесия температура увеличивается (линии равновесия в P-T координатах имеют положительный наклон).

Нанесение линии равновесия пары магнетит—ильменит на P-T диаграмму с линиями констант равновесия полевых шпатов (рис. 6, 7) позволяет одновременно определить температуру и давление.

Полученные методом Б. Г. Лутца P-T условия кристаллизации хотя и приближенны, но довольно объективны, так как охватывают параге-

Таблица 5

Расчет констант равновесия для пары магнетит-гематит (Лутц, 1960)

t°C	T_1^0 K	$T_\Delta S$	ΔZ_p	ln K_p	K_p
500	773	450	7650	5,051	157
600	873	520	7720	4,449	85
800	1073	640	7840	3,677	39
1000	1273	760	7960	3,147	23
1400	2673	1000	8200	2,467	12

незис сразу четырех минералов: плагиоклаза, калинатрового полевого шпата, магнетита и ильменита.

Распределение редких щелочей в калинатровых полевых шпатах и паре микроклин—биотит. А. Ф. Челищев (1967) экспериментально изу-

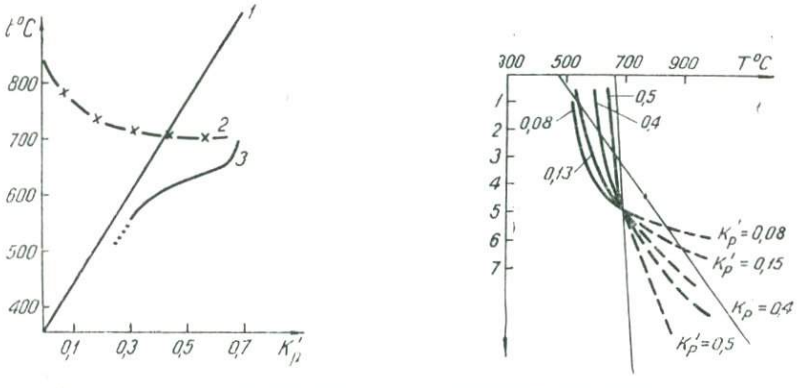


Рис. 6 Зависимость между температурой и константой равновесия

$$\left(K_p = \frac{N_{K_{sp}}^{Ab} - 3.5}{N_{pl}^{Ab}} \right)$$

полевых шпатов (Лутц, 1968).

1—кривые Т. Барта; *2*—Йодера, Стеворда, для P=5000 *бар*; *3*—Винклера, для P=2000 *бар* и Вирра и Со батье, для P=500 *бар*.

Рис. 7. Диаграмма P—T с линиями констант полевых шпатов.

чил распределение микроэлементов редких щелочных металлов (Rb, Cs) между калинатровыми полевыми шпатами гранитов и водными растворами при повышенных температурах и давлении. Им установлено, что при увеличении температуры от 250 до 600° наблюдается обогащение кристаллических минеральных фаз редкими щелочами. Наибольшее обогащение Rb отмечено для пары K—Rb, в меньшей мере для K—Cs. Эксперимент проводился при давлении 500—1000 *атм*, причем оно не оказывало существенного влияния на распределение редких щелочей.

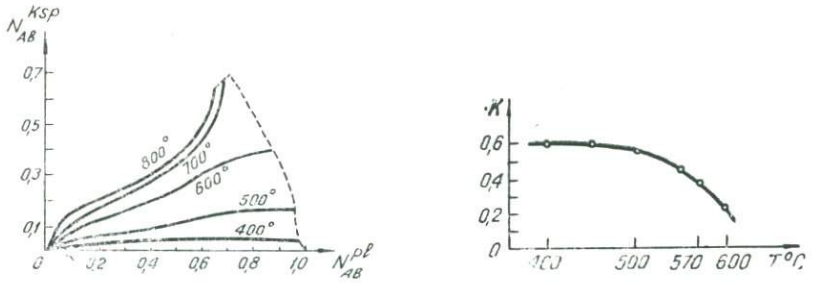


Рис. 8. Изотермы распределения Ab - компонента между равновесно сосуществующими полевыми шпатами (Рябчиков, 1965).

Рис. 9. Зависимость коэффициента распределения между Rb микроклином и Bi от температуры (Овчинников, Челищева, 1967).

Л. Н. Овчинниковым и Н. Ф. Челищевым (1967) изучена также зависимость коэффициента распределения рубидия между микроклином и биотитом от температуры (рис. 8, 9). По данным этих экспериментов температура для низкотемпературных парагенезисов составляет 600°.

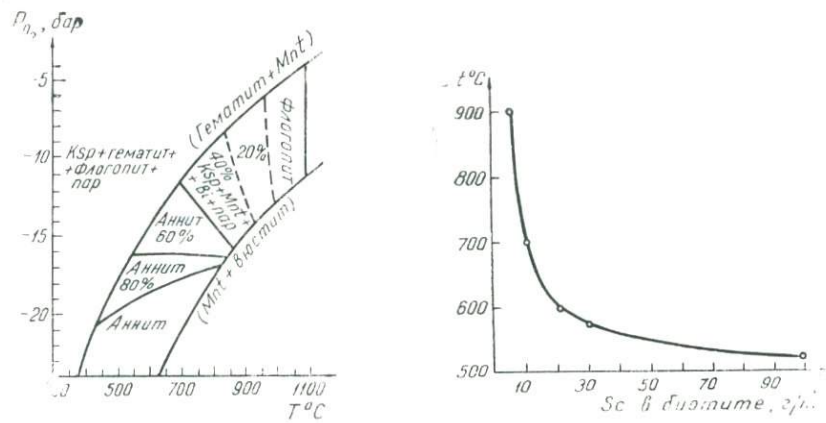


Рис. 10. Состав биотита, сосуществующего с Ksp и Mnt, как функция температуры и парциального давления водяного пара, при $P_{H_2O} = 2043$ *бар* (Уонс, Югстер, 1963).

Рис. 11. Содержание скандия в биотите как функция температуры (Офтедаль, 1943).

Нам представляется, что наиболее важным фактором в распределении редких щелочей в калинатровых полевых шпатах является их состав[1], а также содержание Rb и Cs в породах. Исходя из этого, можно предположить, что распределение редких щелочей в калинатровых полевых шпатах обусловлено преимущественно химическим составом системы.

---

[1] Имеется в виду содержание ортоклазового компонента в составе калинатровых полевых шпатов.

Состав биотитов и элементы-примеси в них. Зависимость состава биотитов от температуры для серии флогопит—аннит (P_{H_2O} = 2016 *бар*) изучена Д. Р. Уонсом и Х. П. Юргстером в 1963 г. (рис. 10). Необходимым условием для использования их диаграммы должно быть равновесие биотита с магнетитом и калинатровым полевым шпатом. Для вычисления количества аннита и флогопита в слюдах использована диаграмма А. А. Маракушева (1964) $MgO - (FeO + Fe_2O_3) - Al_2O_3$ (мол. %).

И. Офтедалем (1943) статистически установлено, что содержание скандия в биотитах обратно пропорционально температуре кристаллизации слюд (рис. 11). Метод Офтедаля теоретически не обоснован, поскольку основными минералами-концентраторами Sc также являют-

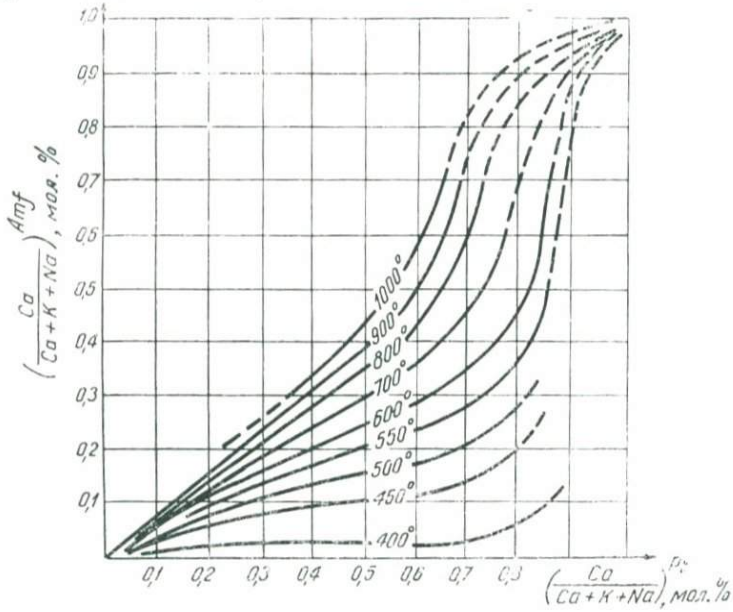


Рис. 12. Изотермы распределения Ca между сосуществующими Amf и Pl на диаграмме фазового соответствия (Перчук, 1967).

ся гранат, амфибол, пироксен и мусковит. Количество Sc в биотите зависит не только от температуры, но и от валового содержания его в породе.

Геологические термометры Л. Л. Перчука. Амфибол — плагиоклазовый термометр. Л. Л. Перчук (1967) изучал влияние температуры на распределение Ca и Mg между сосуществующими амфиболом и плагиоклазом в изверженных и метаморфических горных породах методом фазового равновесия. Изотермы распределения Ca и Mg (рис. 12) выведены им теоретически, поскольку экспериментальные данные по этому парагенезису отсутствуют.

Определенные по отношению $\frac{Mg}{Fe + Mg + Mn}$ в амфиболах и $\frac{Ca}{Ca + Na + K}$ в плагиоклазах величины температур являются менее точными, чем полученные по распределению $\frac{Ca}{Ca + Na + K}$ в этих минералах ввиду более крутого положения и сильной сгущенности изоград (рис. 13).

Мусковит-парагонитовый геотермометр. На основе данных фазовой устойчивости твердого раствора мусковит-парагонитовой ассоциации можно определить температуру кристаллизации мусковита (рис. 14). По данным Х. Йодера и Г. Тилли, мусковит устойчив до 700° (при давлении более 2000 *атм*), что позволяет говорить о предельных температуре и давлении при образовании мусковита из гранитового расплава.

Имеются данные (Чайников, 1966) о сильном влиянии на определяемую температуру мусковита примесей крупных катионов Li, Rb, Tl, Cs, а также Fe, Ca, F. По мнению В. С. Соболева (1964), мусковит

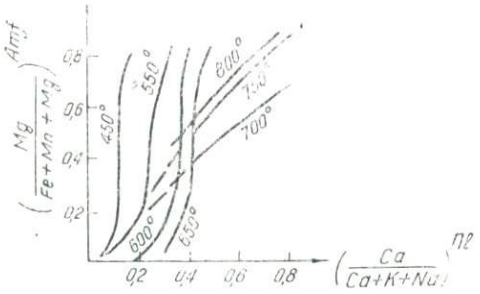


Рис. 13. Температурная зависимость между магнезиальностью Amf и составом Pl.

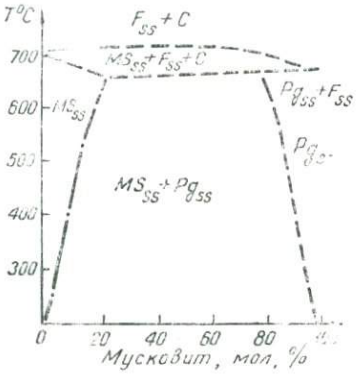


Рис. 14. Диаграмма Югстера для системы мусковит—парагонит.

в гранитах всегда является вторичным, а невозможность его кристаллизации из магмы обусловлена главным образом высоким содержанием K_2O.

Х. О. Йодером (мл.) (1965) построена новая диаграмма, выявляющая зависимость содержания Na_2O в сосуществующих мусковитах и плагиоклазах от температуры (рис. 15).

Данные по определению температуры кристаллизации мусковитов из гранитоидных массивов Узбекистана приведены ниже.

Интрузив	*t°, по Югстеру*	*t°, по Йодеру (мл.)*
Тозбулакский	600	700
Актауский	670	690
Кетменчинский	660	700
Башкызылсайский	550	570

Как видим, мусковит в вышеуказанных интрузивах кристаллизовался при температуре, близкой к эвтектической.

Характер и степень контактового метаморфизма пород. Степень изменения боковых пород, вмещающих гранитоиды, также может быть использована для определения температуры при внедрении интрузий.

На характер экзоконтактового ореола наряду с начальной температурой вмещающих пород оказывают влияние размер и форма интрузива, морфология его контактов и теплофизические свойства.

Данные о температурах по контактовым парагенезисам верны в том случае, если время, необходимое на их образование, незначительно по сравнению со временем остывания интрузива. При этом температура на контакте движущейся магмы всегда выше, чем неподвижной (Кадик, 1970). В случае же многократных внедрений магмы вычисленные значения температур менее удовлетворительны.

Минеральные парагенезисы и основные условия образования различных фаций контактовых роговиков рассматриваются (табл. 6) на основании нынесуществующих представлений Х. Йодера (1952), Ф. Тернера (1961), В. Файфа, Ф. Тернера, Дж. Ферхугена (1958), Н. А. Елисеева (1963), В. В. Ревердатто (1968, 1970), В. С. Соболева и др. (1962, 1964, 1967, 1970), В. А. Пугина, Н. И. Хитарова (1968).

Для абиссальных и ультраабиссальных гранитоидов (акмолиты, лакколиты, штоки площадью до первых десятков квадратных километров) более характерны, по В. А. Ревердатто (1970), фации биотит-силлиманитовых гнейсов, мусковит-ставролитовых и дистеновых сланцев (во внешних ореолах). Мощность ореолов варьирует от 1 до 2—3 *км*, а общий характер контактовых изменений аналогичен регио-

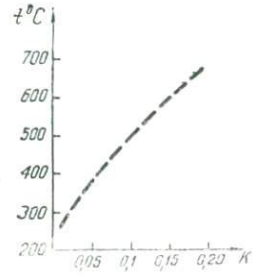


Рис. 15. Содержание Na_2O в сосуществующих мусковитах и плагиоклазах в зависимости от температуры,

$$K = \frac{\text{мол. \% } Na_2O \text{ в Ms}}{\text{мол \% } Na_2O \text{ в Pl}}$$

(Йодер мл., 1965).

нальному метаморфизму при $P_{лит} > 2$ *кбар*, $P_{общ} = 3—10$ *кбар*, $T = 400—700°C$.

Поскольку явления контактового метаморфизма определяются прежде всего термическим воздействием магмы, температуру ее (без учета гетерогенности теплофизических свойств) можно найти из упрощенного выражения (Казанли, 1952, Марин, 1967; Кадик, 1970):

$$T_{нач} = 2T_{ф} - T_0,$$

где $T_{нач}$ — начальная температура внедрения магмы; $T_{ф}$ — температура образования продуктов соответствующих фаций контактового метаморфизма; T_0 — начальная температура вмещающей среды.

Ориентировочные цифры начальной температуры внедрения расплава следующие: для образования пород альбит-эпидот-роговиковой фации — 450—460°, до 700°, роговообманково-роговиковой — чаще 650—800°, пироксен-роговиковой и санидинитовой — чаще 800—1000°. Для более точного расчета начальных температур расплава может быть использована следующая формула (Марин, 1967):

$$T_{нач} = K_0 \cdot T_{ф} + K_1 \cdot \sqrt{\frac{a_2}{a_1}} \cdot (T_{ф} - T_0),$$

где K_0 и K_1 — коэффициенты теплопроводности расплава и вмещающих пород; a_1 и a_2 — коэффициенты их температуропроводности; T_0 — температура вмещающих пород (на глубине 2,5—3 *км* равна 100—150°.

Характеристика скорости остывания (температурного градиента) интрузии. Для определения скорости кристаллизации массивов применен метод Г. С. Момджи (1965). В качестве наиболее чувствительных к температурным изменениям катионов использованы Mg^{2+}, Ca^{2+}, Na^{1+}, K^{1+}. Молекулярные количества этих ионов, а также их отношения вычисляются так (атом. %):

$$H = \frac{(Na + K)\cdot 100}{Na + K + Mg + Ca};\quad C = \frac{Ca\cdot 100}{Na + K + Ca + Mg};$$

$$M = \frac{Mg\cdot 100}{Na + K + Ca + Mg}.$$

Таблица 6

Характеристика фаций контактового метаморфизма по важнейшим минералам и минеральным ассоциациям (по Ревертатто, 1970)

Фация	Минеральные ассоциации		
	критические	запрещенные	обычные (+ характерные редкие)
Спурит-мервинитовая (санидинитовая)	CaO, ларнит, мервинит, спуррит, ранкинит, муллит, тридимит, железистый волластонит	Андалузит, гранаты, амфиболы, ставролиты, хлориты, слюды (за исключением флогопита?), волластонит + кальцит, доломит, кварц + калишпат	Санидин (высокотемпературные плагиоклазы), (кордиерит, шпинель, силлиманит), фассаит + шпинель (пироксены), (волластонит), (оливин), периклаз + + кальцит, монтичеллит + мелилит+кальцит
Пироксен-роговиковая	Монтичеллит+мелилит + + волластонит + кальцит, монтичеллит + мелилит + + гроссуляр + кальцит, форстерит + кордиерит + + флогопит, (феррокордиерит + фаялит + герцинит), (гроссуляр + диопсид + + волластонит + кальцит)	Ромбические амфиболы, мусковит, эпидот, доломит, кальцит + кварц	(Гиперстен), (диопсид), (ортоклаз), (плагиоклазы), (кордиерит), (биотит), (силлиманит), корунд + санидин, периклаз + кальцит, (кордиерит + калишпат)
Роговообманково-роговиковая	(Альмандин), (ромбический амфибол), (тремолит + + диопсид + кальцит), (форстерит + доломит + + кальцит), (плагиоклаз + + роговая обманка + + кварц), (диопсид + форстерит + кальцит + кварц)	Пирофиллит, доломит + кварц, хлорит + мусковит + + кварц, эпидот	(Андалузит), (кордиерит), (обыкновенная роговая обманка), (биотит), (диопсид), (полевые шпаты), (кальцит + + кварц), (доломит)
Мусковит-роговиковая (альбит-эпидот-роговиковая)	(Биотит + кордиерит + + мусковит + андалузит + + кварц), (хлорит + биотит + мусковит + андалузит), (хлорит + биотит + + мусковит + андалузит), (хлорит + магнетит + + кварц), (хлорит + тремолит + тальк), (тальк + диопсид)	Силлиманит, альмандин	(Мусковит), (биотит), (хлорит), (андалузит), (кордиерит), (тальк), (доломит), (кальцит), (тремолит), (кальцит + + кварц)

Примечание. В скобках указаны минеральные ассоциации, устойчивые в более широком интервале давлений, чем давления в соответствующей фации. Эти ассоциации являются критическими (или обычными) только по отношению к температурам.

Затем строятся графики, где ось абсцисс (со значением $M_м$) служит своеобразной шкалой времени, а на оси ординат откладываются значения C и H.

Графические построения проверяются аналитическими расчетами:

$$a = \frac{\lg C' + \lg H - \lg C'' - \lg H'}{\lg M' - \lg M''},$$

C', M', H' — параметры для начальных членов комплекса или серии (более основного состава); C'', M'', H'' — для конечных, более кислых пород комплекса серии.

В выражение $b = \frac{C}{HM^a}$ следует ввести числовые значения H, C, M, соответствующие одной из пород в середине генетической серии. Величины $M_м$ и C_{max} находятся по графику или из уравнений:

$$M_м^{a+1} + \frac{a+1}{b} \cdot M_м - 100 \cdot \frac{a}{b} = 0,$$

$$C_{max} = \frac{\frac{100 - M_м}{1}}{b \cdot M_м^a + 1}.$$

Если величина $\frac{M_м}{C_{max}} = \Delta T$ близка к единице или больше нее, то это, по Г. С. Момджи (1965), указывает на быстрое остывание очага

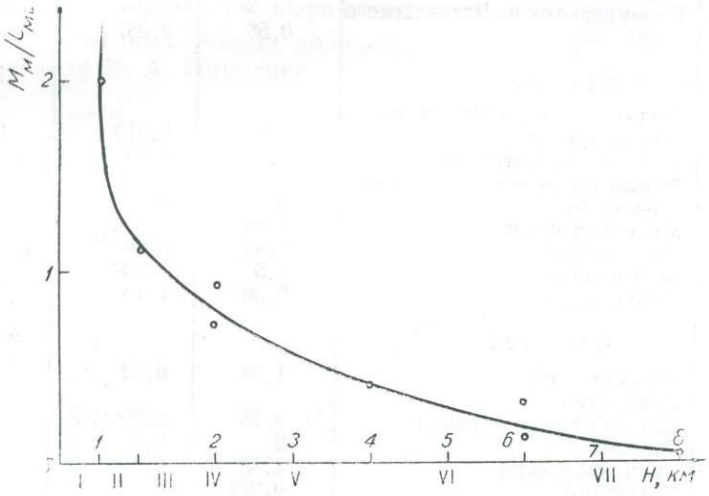


Рис. 16. График зависимости температурного градиента от фациальности.

I—вулканические фации; II—субвулканическая фация; III—гипабиссальная (менее глубинная субфация); IV—гипабиссальная (более глубинная); V—мезоабиссальная (менее глубинная); VI—мезоабиссальная (более глубинная); VII - абиссальная фация.

(интрузивного тела), причем Ca уступает доминирующее место щелочам. Низкая величина температурного градиента $\left(\frac{M_м}{C_{max}}\right.$ близко к $0,1\left.\right)$ свидетельствует о медленном остывании очага, при котором Ca длительно доминирует над другими катионами. Сочетание средних значений $M_м$ и C_{max} свидетельствует о средней скорости кристаллизации. Результаты расчета температурного градиента в интрузивных комплексах (и многофазных интрузиях) Узбекистана по фациям приведены в таблице 7 (рис. 16).

Содержание связанной воды в магматических породах. Термин «связанная вода» введен в литературу И. Х. Хамрабаевым и Э. Искандеровым (1964) и означает суммарное количество кристаллизационной, гидроксильной (связанной с окислами щелочных металлов) воды в породах, присутствующей чаще всего в легкоплавких силикатах (Хитаров, 1964, 1966; Островский, 1960—1964; и др.). Определенную часть

воды составляют компоненты газово-жидких включений в минералах.

Р. Горансон, позднее О. Ф. Таттл, Ю. Инглэнд, И. Йодер, Р. Смит, Ф. Г. Смит, Д. Стьюарт (1955—1968) показали, что в бинарных и многокомпонентных системах SiO_2—H_2O, Or—Ab—Q с ростом давления от 1200 до 5000 *бар* (при $t° = 750°$) содержание воды увеличивается от 2,34 до 11%. К. Бурнхам и Б. Вайф (1963), гомогенизируя исходный

Таблица 7

Температурный градиент (ΔT) некоторых массивов Узбекистана

Фация	Интрузив (комплекс)	*a*	b	ΔT
Субвулканическая	Бабайтагский, субвулканические тела	0,66	0,034	1,7
	Кураминского и Чаткальского хребтов	0,58	0,037	2.04
	Среднее			1,87
Гипабиссальная	Малые интрузии Кураминского хребта	0,13	0,019	0,96
	Тамдынский интрузив	0,85	0,038	1,04
	Малые интрузии Чаткальского хребта	0,49	0,1	0,92
	Ухумский шток	1,96	0,0024	0,8
	Шайданский	2,48	0,0024	0,39
	Бабайобский	1,5	0,004	1,4
	Сусингенский	0,36	0,13	0,8
	Среднее			0,9
Мезоабиссальная	Тозбулакский	1,64	0,02	0,42
	Актауский			0,65
	Западно-Карамазарский	3,15	0,000036	1,0
	Акчинский	2	0,0012	0,85
	Темиркабукский	1,18	0,028	0,58
	Бадакский	0,017	0,32	0,53
	Чаватинский			
	Мисканский	1,1	0,03	0,8
	Текешский	2,7	0,0012	0,43
	Шавасский	1,38	0,0036	2,0
	Карабауский	1,87	0,0015	1,13
	Карабашский	2,27	0,00062	0,87
	Гиссарский	—	—	0,95
	Среднее			0,87

силикатный расплав с избытком воды, выявили функциональную зависимость содержания воды от давления.

Ф. Бойд (1963) показал, что при температуре 1200° содержание воды в покрове игнимбритов мощностью 600 футов колеблется от 2,26—3,05 (в основании покрова) до 0,07—0,1% (в верхней части).

Ф. Г. Смит (1969) полагает, что в расплаве с содержанием воды около 10% растворимость ее подчиняется закону Рауля (N — содержание силиката, %); $N = \frac{b-a}{T}$. По его мнению, экстраполяция экспериментальных данных о растворимости воды производится при условии, что при низких концентрациях должен иметь место закон Генри: $S_{H_2O} = a^1 P$, где a^1 — константа, зависящая от температуры, S_{H_2O} — мольная доля газа (пара) в расплаве (растворе), P — давление.

При низких давлениях данные, полученные путем эксперимента, хорошо согласуются с уравнением: $\log S_{H_2O} = 1{,}097 \cdot \log P = 2{,}306$, но при больших значениях содержаний воды наблюдается несогласие с приведенным выше линейным соотношением. Это указывает на отклонение от принципа идеальных растворов и согласуется с концепцией об ограниченной смесимости[1] силикатного расплава, водного флюида или газа. В этом случае для связывания давления и содержания воды Ф. Г. Смит предлагает следующее выражение:

$$P = aS_{H_2O} + \frac{B}{C - S_{H_2O}},$$

где S_{H_2O} — содержание воды в расплаве, %; a — величина, обратная постоянной Генри; C — предельное значение растворимости воды в системе.

При низких содержаниях воды и малых давлениях рекомендуется пользоваться эмпирическим выражением: $P = 0{,}58\ S_{H_2O} - 1{,}0765$.

Из отечественных ученых поведение воды в магматических образованиях изучали В. А. Николаев (1943, 1962), Д. С. Коржинский (1952),

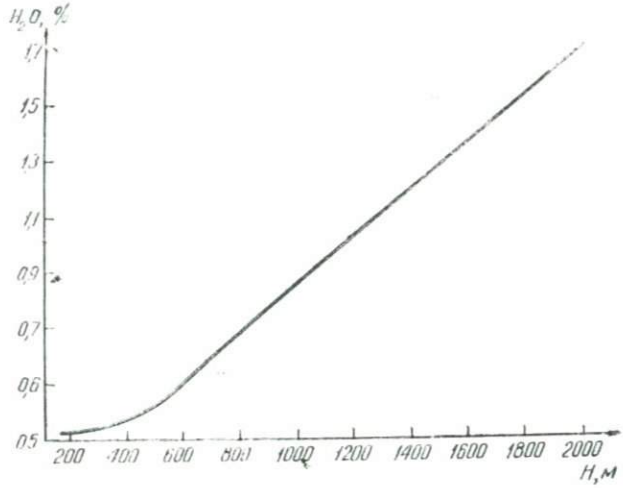


Рис. 17. Изменение содержания H_2O в вертикальном разрезе Бабайтагского массива (Далимов, 1965).

Н. И. Хитаров (1957—1964), И. А. Островский (1956—1964), Н. И. Лебедев, А. А. Кадик (1963), И. Х. Хамрабаев (1965) и др.

Н. И. Хитаров и др. (1957, 1967) показали, что с ростом давления от 1000 до 5000—7000 *атм* (при $T = 900$—$1000°$) содержание воды в расплаве увеличивается от 0,7 до 10,3% и рассчитывается по формуле $N = a \cdot P^n$ (N — содержание воды, P — давление, a — константа (рис. 17, 18), а также определили растворимость воды в расплавах различного состава (базальтовый и гранитовый) при различных изотермах (от 900 до 1200°) и выяснили области сброса ее, что происходит, по мнению этих авторов, на глубине 7—8 *км* (2000 *атм*, $t = 900°$).

И. Х. Хамрабаев, Э. Искандаров, Т. Н. Далимов, А. Мусаев (1965—1967) на примере некоторых интрузий гор. Нуратау, Памира, а также

[1] Как показали экспериментальные работы G. Kennedi, A. Porton, C. Hasserburg, неограниченная взаиморастворимость H_2O и SiO_2 наступает при $P = 9{,}7$ *кбар* и $t = 1080°C$. Выше этой точки смесимость расплава SiO_2 с водой неограниченная.

Кураминского и Чаткальского хребтов экспериментально показали, что с увеличением глубины формирования пород в естественных условиях возрастает количество связанной воды. Данная закономерность с учетом геологических факторов впервые выдвинута ими как самостоятельный критерий фациальности магматических пород. Установлено, что с глубиной количество связанной воды закономерно увеличивается от 0,2—0,3 — в породах экструзивно-субвулканических фаций до 5—6% — в глубинных разновидностях.

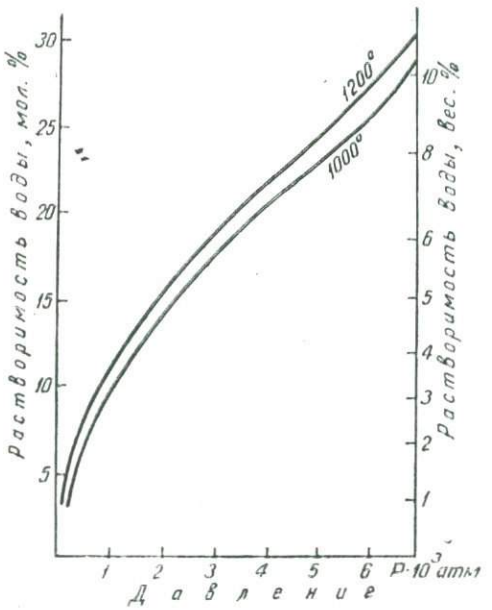


Рис. 18. Изотермы растворимости воды в гранитном расплаве (Хитаров, Лебедев, Кадик, 1963).

В последние годы получены новые данные по растворимости воды в гранитоидах: Э. Б. Алиевым — для Обинаурузского, Вахшиварского массивов, относимых нами к абиссальной фации, Т. Т. Шариповым и Т. Н. Далимовым — для Бахчинского массива и субвулканических интрузий хребта Сурхантау (табл. 8).

На основании результатов работ Н. И. Хитарова, Р. Горансона, И. А. Островского, а также материалов И. Х. Хамрабаева, Т. Н. Далимова и Э. Искандарова построена кривая зависимости содержания воды в расплаве от давления (глубины формирования интрузивных тел; рис. 17).

В общем случае растворимость воды (главным образом, молекулярной, по И. А. Островскому) в расплаве подчиняется закону Генри. Эта

Таблица 8

Содержание связанной воды в гранитоидах различных фаций Узбекистана

Фация	Содержание воды, %		
	граниты	гранодиориты	диориты
Абиссальная	4,25—5	—	—
Мезоабиссальная (более глубинная)	4,25	3,5—4	3,00
Мезоабиссальная (менее глубинная)	2,3—2,5	2,1	3,00
Гипабиссальная (более глубинная)	2,2—2,0	1,63	1,50
Гипабиссальная (менее глубинная)	1,2	1,48	0,50
Субвулканическая	0,7	1,00	—

закономерность подтверждается немногочисленными определениями связанной воды в породах гранулитовой фации Южного Памира, примерная глубина формирования которых, по геологическим данным, со-

ставляют 10—14 *км*. Как показывают эти расчеты, в гранитных породах, образовавшихся на большой глубине (более чем 6 *км*), содержание связанной воды достигает критических величин и затем снижается. Это подтверждается также теоретическими предпосылками А. А. Маракушева (1965) и В. С. Соболева (1967), которые считают, что с глубиной (глубже 5—6 *км*) поровый флюид обедняется H_2O и обогащается CO_2.В связи с вышеуказанным использование содержания связанной воды как критерия глубинности магматических тел наиболее эффективно для интрузий с глубиной становления до 6—7 *км*.

Таким образом, методика изучения условий формирования гранитоидных тел разнообразна и в известной мере разноречива. Из изложенного становится очевидным, что ни один из предлагаемых способов не является универсальным, только комплексное их применение позволяет объективно оценить глубину становления пород.

Глава III

ФАЦИИ ГРАНИТОИДОВ ЧАТКАЛЬСКОЙ ПОДЗОНЫ

Основные черты магматизма Чаткальской структурно-формационной подзоны

Чаткальская подзона является составной частью структурно-формационной зоны Срединного Тянь-Шаня. Схема магматизма Чаткальской подзоны, разработанная Т. М. Воронич, О. П. Горьковым и др. (1969), приводится в таблице 9.

Данные сейсмических исследований Е. М. Бутовской и др. в 1966 г. в связи с общей программой изучения земной коры и верхней мантии (профили EF, $P-Q$, $E'F'$, $A'B'$) дают представление о строении земной коры в районах Сусингенского, Чаткальского, Арашанского, Ангренского, Гавасайского, Саардыкского, Среднетерского и Чимганского интрузивов.

В центральной части Чаткальской подзоны мощность гранитного слоя достигает 30—35 *км*. Глубина залегания поверхности Конрада не превышает 30—40 *км*, а верхней части гранитного слоя (гранито-гнейсы, часть высокоскоростного палеозоя и трещиноватых гранитов) — не более 5—10 *км*. В периферической части подзоны (Сусингенский интрузив по профилю $P—Q$, Гавасайский интрузив в створе профиля $P_1—Q_1$) мощность гранитного слоя сокращается до 14—15 *км*, а глубина залегания поверхности Конрада — до 23—28 *км*.

Повсеместно в подзоне поверхность Мохоровичича залегает на глубине 45—55 *км*.

Результаты анализа геологического строения подзоны и геофизических данных хорошо увязываются с представлением о большинстве крупных интрузий Чаткалькой подзоны как о межформационных телах с относительно плоской подошвой и изогнутой куполообразной кровлей, приуроченных в целом к региональной поверхности несогласия между осадочными породами каледонского и герцинского этажей (Попов, 1938; Козырев и др., 1968). С другой стороны, часть интрузивов (Ихначсайский, Арашанский) носит сквозной, трещинный характер и связана со структурами типа глубинных разломов.

Характерной чертой межформационных интрузивов, по В. В. Козыреву и др. (1968), является их приуроченность к относительно опущенным блокам. Так, Майдантальский и Сусингенский интрузивы локализованы в Угам-Майдантальском блоке, Алмасайский и Чепташский — в Западно-Сандалашском и Нижнечаткальском и т. д.

Трещинные сквозные интрузии более характерны для зон поперечных и секущих внутриблоковых глубинных разломов, либо их пересе-

чений. Формировались они при активном механическом воздействии на раму (Чаватинский, Чепташский, Тастарасайский купола и др.).

Основные особенности магматизма Чаткальской подзоны сводятся к следующему.

1. На территории Чаткальской подзоны наиболее широко развиты продукты кислого интрузивного магматизма средне-верхнекарбонового и пермо-триасового возраста, не связанные с проявлением каких-либо вулканических процессов.

Таблица 9

Схема магматизма Чаткальской подзоны

Цикл	Группа магматических комплексов	Этап цикла	Ряд формаций	
			интрузивный	вулканогенный
Герцинский	Пермо-триасовая	Активизации	Диабазовый ($P-T_1$) (дайковый)	—
			Гранит-аляскитовый (P_2-T_1)	—
			Щелочно-габброидный (P_1)	Трахибазальт-трахиандезитовый (P)
	Средне-верхнекарбоновая		Диорит-гранодиорит-гранитовый (C_2-C_3)	—
Каледонский	Раннекарбоновая	Инверсионный	Габбро-монцонитовый (C_1^n)	Андезито-базальтовый (C_1)
	Девонская	Инверсионный	—	Андезито-дацитовый ($Д_{1-2}$)
	Ордовикская	Геосинклинальный (доинверсионный)	—	Андезито-базальтовый (O_{2-3})
Докембрийский	Вендская	Активизации	Субщелочной габбро-диабазовый (V)	Трахибазальтовый (V)
	Рифейская	Инверсионный	Гранодиорит-плагиогранитовый (Pt_3)	—

2. Производные основных магм развиты крайне ограниченно и во времени приурочены к концу раннего этапа развития подвижной зоны.

3. Часть интрузий проявляет отчетливую связь с глубинными разломами, а также с ослабленными участками и зонами земной коры (области растекания, по Е. М. Бутовской, 1971).

Абиссальная (ультраабиссальная?) фация (гранодиорит-плагиогранитовая формация)

Характерным представителем абиссальных гранитоидов Чаткальской подзоны является Бештор-Тундукский интрузив, размещающийся на северо-западном склоне Пскемского хребта и в его центральной части. Этот массив перекрывается песчано-сланцевой толщей кембро-ордовика. Предположение о протерозойском (рифейский?) возрасте массива подтверждается радиологическими данными (830 млн. лет; М. Д. Гесь).

Бештор-Тундукский массив представляет собой крупный (304 $км^2$),

вытянутый в северо-восточном направлении интрузив. В плане он имеет резко удлиненную форму; длина около 38 *км*, ширина 7—7,5 *км*. Контакты интрузива извилистые, сложной морфологии, падение их почти согласное под вмещающие породы. Кровля массива неровная, изобилует прогибами и выступами. Внедрился Бештор-Тундукский массив в ядро Пскемской антиклинали. В. В. Козырев и др. (1968) предполагают его связь с зоной глубинного разлома.

Метаморфические породы Cm—O на описываемом участке представлены продуктами амфиболитовой фации, мощность сохранившихся здесь песчано-сланцевых толщ не более 4,5—5 *км* (Петрография УзССР, кн. 2). Это позволило Э. Х. Гольдшмидту определить по геологическим данным глубину становления массива, равную 4,5—5 *км*. Эти цифры, по нашему мнению, резко занижены.

Бештор-Тундукский интрузив рассекается большим количеством даек гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров и лампрофиров. В контактовых, реже в центральных частях массива встречаются многочисленные жилы аплитов. Пегматиты количественно уступают аплитам. Они обычно шлировые, простого строения, кварц-полевошпатовые, с мусковитом. В ксенолитах гнейсов отмечаются новообразования биотита, кварца, реже роговой обманки. В породах вблизи ксенолитов нередко возрастает содержание биотита. Значительно развиты автометасоматические процессы: мусковитизация, альбитизация, мирмекитизация, серицитизация и эпидотизация. Явления отраженной щелочности вблизи контактов проявились в интенсивной микроклинизации пород, что свидетельствует о существенной роли процессов магматического замещения в ходе становления плутона.

Структура плагиогранитов Бештор-Тундукского интрузива гипидиоморфнозернистая, в апикальных частях массива — порфировидная. Количественно-минералогический состав пород: плагиоклаз — 44,8—51,1%, калинатровый полевой шпат — 20,2—28,3%, кварц — 24,2—29,5%, биотит — 1,7—3,7%, мусковит — 0,3—1,6%; акцессорные минералы — 0,5%. Состав и оптические свойства породообразующих минералов в настоящее время изучены недостаточно.

Калинатровый полевой шпат (максимальный микроклин-микропертит) содержит Rb — 37 *г/т*, Cs — 0,9 *г/т*, Li — 1 *г/т*. В метасоматически измененных разностях пород содержание лития в калишпатах возрастает до 3 *г/т* (Козырев, 1970).

Биотит, судя по показателям преломления (Ng = Nm = 1,625—1,630), характеризуется низкой общей железистостью (30—37%) и может быть отнесен к железистому флогопиту. Содержание примесей в биотите следующее (*г/т*): Rb — 200, Li — 150, Cs — 7,5, Tl — 1,2, Be — 2,9, Sc — 19 (Козырев, 1970). Температура кристаллизации биотита (по И. Офтедалю) 620°, а пары калинатровый полевой шпат — биотит (Овчинников и др., 1968) 630°.

Плагиоклаз соответствует зональному олигоклазу от № 20—25 до № 12. Содержание примесей Rb составляет 37 *г/т*, Li — 4 *г/т*.

Из акцессорных минералов наиболее широко развит магнетит, содержащий, по В. В. Козыреву и др. (1968), 0,28% TiO_2, что позволяет определить температуру его кристаллизации (Баддингтон и др., 1943) — 400°С. Содержание прочих примесей в магнетитах составляет: Mn — 180 *г/т*, Rb — 12, Zn — около 500, Cu — 16 *г/т*.

Усредненный химический состав гранитоидов интрузива приводится по двум его частям: Бештерской (плагиограниты, 9 ан.) и Тундукской (граниты, 9 ан.; табл. 10). Характерны преобладание Na_2O над K_2O

$\left(\frac{K_2O}{Na_2O} = 0{,}83 - 0{,}87\right)$, низкое численное значение коэффициентов окисленности железа и фациальности, равное соответственно 0,27—0,5 и 0,43—1,66. Нормативный состав плагиогранитов Бештерской части — $Ab_{45,5}\ Or_{25,5}\ Q_{29}$, а гранитов Тундукской — $Ab_{46}Or_{24,8}\ Q_{29,2}$.

Таким образом, для глубинных гранитоидов Чаткала свойственно весьма большое содержание нормативного альбита. Состав рассмотренных гранитов соответствует гранитной котектике с температурой

Таблица 10

Усредненный химический состав гранитоидов Бештор-Тундукского массива

Порода	Петрогенные окислы, вес. %							
	SiO_2	TiO_2	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
Плагиограниты	70,27	0,21	0,70	1,40	0,42	1,9	4,51	3,94
Граниты	71,82	0,25	0,32	1,16	0,74	1,68	4,17	3,48

Примечание. Данные по химическому составу заимствованы из работ В. В. Козырева (1968) и Л. М. Глейзера (1969).

кристаллизации 700—750°. Положение рассматриваемых гранитоидов на тройной диаграмме позволяет определить давление паров воды в период кристаллизации интрузива, которое составляет 3—4 *кбар*.

Таблица 11

Распределение элементов-примесей в гранитах Бештор-Тундукского массива (по Козыреву и др., 1968)

Статистические параметры	Элементы-примеси, *г/т*								
	Li	Rb	Cs	Pb	Zn	U	Th	Nb	Ta
$\bar{X}$	11	80	1,2	16	42	0,54	12,4	7	1,5
S^2	0,22	—	—	10,24	100	—		6,76	0,45
V	0,43	—	—	0,2	0,24	—	—	0,37	0,45
Закон распределения	Логнормальный	—	—	Нормальный	Норм.	—	—	Нормальный	Логнормальный

В. В. Козыревым и др. (1968) изучено распределение некоторых элементов-примесей (табл. 11) и акцессорных минералов (табл. 12) в гранитоидах Бештор-Тундукского массива.

Отмечается пониженное по сравнению с кларковыми величинами содержание в гранитах примесей Li (почти в 4 раза), Rb (в 2,5 раза), Cs (в 4 раза), Zn (в 1,5 раза), U (почти в 6 раз), Th (в 1,5 раза), Ta (более чем в 2 раза), W, Mo, Cu, Cr, Be (в 1,5—2 раза). Концентрации Pb, Ni, Co, B близки к кларковым, а V — превышают их.

Литостатическое давление при равномерном распределении нагрузки превышает 1400 *атм*, а давление паров воды — 3000—4000 *атм*. Исходя из этих данных, глубину становления Бештор-Тундукского интрузива можно принять равной 10—14 *км*, что соответствует условиям абиссальной до ультраабиссальной фаций глубинности.

Основной этап кристаллизации гранитов протекал в интервале температур 750—630° без предшествующего перегрева магмы. Послемагматические процессы протекали при 630—400°. Глубина эрозионного среза интрузии, вероятно, не меньше 3,5 *км*.

Таблица 12

Распределение акцессорных минералов в гранитах Бештор-Тундукского интрузива

Порода	Общее число минеральных видов	Число минеральных видов по ассоциациям	Содержание (г/т) акцессорных минералов в породах (по В. В. Козыреву и др., 1968)	Валовое содержание акцессорных минералов, г/т
Плагиограниты	20	Окислы—5, силикаты—4, фосфаты редких земель, танталониобаты—3, кальциевые—6, сульфиды—2	Магнетит — 3130,9, ильменит — — 451,3, рутил — 2,7, анатаз — 1,1, сфен — 32,2, лейкоксен — 0,4, гранат — 0,4, апатит — 294, циркон — — 55,9, ортит — 63,6, монацит — — 0,4, ксенотим — 0,05, колумбит — — 0,0003, торит — 0,003, флюорит — — 0,05, турмалин — 0,03, касситерит — 0,08, шеелит — 0,00001, молибденит — 0,0002, пирит — 7,7	4033
Порфировидные плагиограниты	10	Окислы—2, силикаты—2, кальциевые—4, сульфиды—2	Магнетит — 5404, ильменит — 38,2, сфен — 802,8, гранат — 2,3, апатит — 530,7, циркон — 117,5, ортит — — 67, флюорит — 11,9, пирит — 0,9, галенит — 0,7	

Мезоабиссальная фация

(диорит-гранодиорит-гранитовая формация)

Интрузии мезоабиссальной фации Чаткальской подзоны представлены породами условно нижнекарбонового (Текешский, Караянгырский интрузивы), среднекарбонового (Ихначский, Чаткальский, Мисканский и др.), верхнекарбонового (?) (Чимганский, Акбулакский и др.) и пермо-триасового (Майдантальский, Чепташский, Алмасайский, Саргардонский, Арашанский, Манасский и др.) интрузивных комплексов. Каждый из этих интрузивов обладает специфической формой (табл. 13). В интрузиях намюрского и визенамюрского возраста это силлы, лакколитоподобные тела, реже штоки. Для средне-верхнекарбоновых интрузий наиболее характерны секущие штоки и крупные батолитоподобные тела, а в пермо-триасе доминируют преимущественно трещинные межформационные тела, редко штоки.

Большинство рассмотренных массивов отчетливо контролируется разрывными нарушениями, участками их пересечения и сопряжения. Не менее отчетливо проявляется приуроченность их к ядрам или крыльям антиклинальных и брахиантиклинальных структур. Например, Чаткальский и Чалман-Кошмансайский интрузивы контролируются Нижнечаткальским разломом и вытянуты вдоль Кумбель-Арашанской тектонической зоны параллельно оси Южно-Чаткальского антиклинория. Интрузии Нижнечаткальского района (Бадакский, Мисканский, Чаватинский массивы) размещаются в западном крыле Пскемской антиклинальной складки. При этом Чаватинский массив локализован в ядре одноименного купола (юго-западная часть Коксуйской и Чаватинской антиклиналей) на сочленении Пскем-Сандалашского и Нижнечаткальского разломов.

Алмасайский интрузив локализован в Джартысуйской антиклинали, осложняющей юго-восточное крыло Пскемской структуры, а Саргардонский массив — в общем крыле одноименной антиклинали и Карааарчинской синклинали. В размещении обоих массивов большую роль играла разрывная тектоника. Крупный Арашанский шток контро-

лируется пучком северо-западных разломов, главным образом их северо-восточными ответвлениями глубокого заложения. Наконец, Манас-

Таблица 13

Особенности морфологии, возраст гранитоидов Чаткальской подзоны

Интрузив	Морфология	Площадь выхода, км²	Возраст	
			геологический	радиологический, млн. лет
Текешский	Доскладчатое или раннескладчатое силлообразное тело сложной конфигурации	10	C_1 (преднамюрский или намюрский)	307
Караянгырский	Секущий шток сложной конфигурации	14	C_1 (намюрский или преднамюрский)	(Т. М. Мацокина)
Ихначский	Секущий дискордантный трещинный шток сложной конфигурации, по Т. М. Мацокиной и др. (1966), лакколитоподобное тело с неровной поверхностью	200	C_2^2	304 (Т. М. Мацокина)
Чаткальский	Дискордантный батолит с неровной кровлей, по В. И. Попову, сквозной, межформационный интрузив	640	C_2^2	290—316±10 (Т. М. Мацокина)
Сандалашский	Крупный шток с неровными извилистыми контактами и многочисленными сателлитами	100	C_2	—
Чалман-Кошмансайский	Крутопадающий секущий дискордантный шток	128	C_2	290—323±8 (З. А. Юдалевич)
Бадакский, Чаватинский, Мисканский	Близкие к изометричным крутопадающие штоки сквозного типа, также силлоподобные залежи	1,2—2	C_2^2 Возраст Чаватинского штока преднамюрский или намюрский	—
Чимганский	Штокообразное тело	15	$C_2 - C_3$, по В. В. Козыреву и др. (1968), C_3^2	
Акбулакский	Батолитоподобный интрузив с неровной кровлей	100	C_3	279—323±8 млн. лет (З. А. Юдалевич)
Майдантальский	Изометричный постскладчатый секущий плутон с волнистой кровлей	408	$P_2 - T_1$	249 (З. А. Юдалевич)
Чепташский	Штокообразное трещинное тело изометричной формы	4	$P_2 - T_1$	—
Алмасайский	Асимметричное крутопадающее межформационное тело	100	$P_2 - T_1$	—
Саргардонский	Трещинный межформационный интрузив, по В. В. Козыреву и др. (1968), штокообразное тело с дайковыми ответвлениями	2	$P_2 - T_1$	242—254 (В. В. Козырев)
Арашанский	Сквозной постскладчатый трещинный шток, вытянутый в северо-западном направлении	220	$P_2 - T_1$ или P_2	254—279 (З. А. Юдалевич)
Манасский	Межформационное пластообразное тело	—	$P_2 - T_1$	—

ский массив приурочен к тектонически ослабленной зоне между Бештор-Тундукским и Аксу-Майдантальским глубинными разломами.

По данным реконструкции, глубина становления названных интрузий составляет не менее 2—3 *км*, а величина литостатического давления на уровне современного среза массивов лежит в пределах 550—850 *атм* и более. Все остальные интрузивы размещаются среди карбонатных пород нижнего карбона (турнейский и визейский ярусы), мощность которых в Чаткальском регионе составляет 2,5—3 *км*. В более глубоко обнаженных участках некоторые интрузивы контактируют с нижнепалеозойскими осадками кембрийского, ордовикского, силурийского и девонского возраста. Основываясь на этом, Э. Х. Гольдшмит и М. Г. Калабина (1964) определили реконструированную глубину становления Ихначского, Майдантальского, Алмасайского и Арашанского массивов — 3,5 *км*. Однако глубина становления кровли ряда молодых (пермо-триасовых) интрузивов (Майдантальский, Алмасайский, Арашанский), по-видимому, значительно меньше и не поддается учету ввиду отсутствия здесь более молодых осадочных и вулканогенных образований.

Величину литостатического давления для интрузий, обнаженных среди нижнекаменноугольных осадков, можно принять равной 700—850 *атм*, а в более глубоко вскрытых участках — 1500—1900 *атм* и более

Характер проявления петрогенетических процессов для рассматриваемых интрузий различен. Нижнекарбоновые интрузивы (Караянгырский, Текешский массивы) выделяются отчетливым проявлением глубинной дифференциации при незначительной роли процессов краевой ассимиляции карбонатного типа. Закономерное, зональное распределение монцонитов, сиенито-диоритов, сиенитов и диоритов в пределах Текешского и Караянгырского интрузивов свидетельствует о существенной роли процессов магматического замещения в формировании этих массивов.

В средне-верхнекарбоновых интрузиях наиболее развиты процессы ассимиляции карбонатного, железо-магнезиального (Чимганский, Чалман-Кошмансайский, Сандалашский, Чаткало-Ангренский, Ихначский массивы) и алюмосиликатного (Чаткало-Ангренский, Ихначский) типов. В краевых зонах этих интрузий распространены породы повышенной основности (диориты, кварцевые диориты, тондьемиты и др.) и щелочности (сиениты, сиенито-диориты, граносиениты, монцониты).

Глубинная ассимиляция, сопровождаемая обогащением пород щелочами, по-видимому, развита в Акбулакском массиве; на уровне его становления отчетливо проявлен щелочной метасоматоз. Глубинная дифференциация в очаге, по В. В. Козыреву и др. (1968), влияла на формирование Бадакского, Чаватинского, Мисканского и Чаткало-Ангренского интрузивов. В Чаткало-Ангренском массиве наблюдаются процессы гранитизации вмещающих габбро-диоритов и их ксенолитов с привносом кремния и щелочей. Становление ряда интрузий Нижнечаткальского района происходило при относительно высокой механической активности магмы, сопровождающейся куполообразными вздутиями пород кровли и нарушениями их сплошности.

Для пермо-триасовых интрузий наиболее характерны процессы дифференциации магмы в очаге (Арашанский, Саргардонский, Чепташский, Майдантальский массивы), фиксируемые целой гаммой дополнительных субфазовых интрузий, импульсов и т. д., отличающихся от продуктов главных фаз структурными особенностями. Процесс дифференциации на уровне стабилизации проявился лишь в Манасском, частично Арашанском интрузивах. Ассимиляционные явления, в целом не свойственные для пермо-триасовых интрузий Чаткала, отмечались

лишь при становлении Манасского, Алмасайского и Чепташского массивов. Ряд интрузий сопровождается также зонами интенсивной фельдшпатизации окружающих пород. Это относится в первую очередь к Арашанскому и Чепташскому массивам.

Жильные отщепления в нижнекарбоновых интрузиях Чаткальской подзоны мало развиты. В Караянгырском интрузиве встречаются маломощные (до 15 *см*) дайки бостонитов, в Текешском массиве наряду с жилами сиенит-аплитов присутствуют тела пегматитов. Значительно более разнообразны схизолиты в интрузиях средне-верхнекарбонового возраста.

Среди ранних жильных отщеплений аплиты повсеместно резко преобладают над пегматитами, которые в ряде массивов (Бадакский, Чаватинский, Мисканский, Акбулакский) совершенно отсутствуют. Аплиты представлены небольшими жилами мощностью до 10 *см*. Отдельные жилы аплитов в Акбулакском интрузиве достигают мощности 3 *м*, здесь же отмечаются и небольшие штокообразные тела аплитов и аплитовидных лейкократовых гранитов с площадью выхода 1—1,3 *км*^{2}.

Пегматиты (шлиры) линзовидной формы, реже жильные, простого строения (кварц, полевой шпат), мощностью до 1,5—2 *м*. Хрусталеносные пегматитовые жилы с блоковым строением отмечаются в Чаткало-Ангренском и Чимганском массивах. Несут они также небогатую редкометальную минерализацию (молибденит, шеелит и др.).

Обычно наблюдается приуроченность аплитов и пегматитов к апикальным выступам кровли и эндоконтактовым частям интрузивов (Ихначский, Чимганский массивы и др.).

Среди более поздних жильных отщеплений отмечаются небольшие дайкообразные тела мелко-среднезернистых и порфировидных адамеллитов, гранодиоритов, граносиенитов, гранитов и сиенито-диоритов площадью 0,1—5 *км*^{2}.

В пермо-триасовых интрузиях аплиты также являются доминирующими схизолитами. Они слагают дайки мощностью от 0,1 до 0,6 *м*. Концентрируются аплитовые тела преимущественно в апикальных участках и эндоконтактовых зонах интрузий (Майдантальский и др.), где нередко пространственно сопряжены с пегматитами, которые в пределах Майдантальского, Саргардонского и Арашанского интрузивов относятся к миароловому, камерному, шлировому, реже жильному типам. Мощность пегматитов от 0,25—0,3 до 4—5 *м*. Пегматиты кварц-полевошпатовые, хрусталеносные, иногда со сфеном, рутилом, ортитом, апатитом, гранатом, цирконом, турмалином (шерл), топазом и флюоритом.

Среди более поздних жильных отщеплений пермо-триасовых интрузий выделяются мелкозернистые граниты (Чепташ), кварцевые порфиры, гранофиры (Саргардон), гранит-порфиры (Арашанский и Манасский массивы). Число поздних схизолитов обычно невелико.

Экзоконтактовый метаморфизм большинства гранитоидных интрузий нижнекарбонового возраста Чаткальской подзоны к настоящему времени изучен недостаточно. Средне-верхнекарбоновые массивы характеризуются отчетливыми экзоконтактовыми ореолами шириной до 250—400 *м*. Песчано-сланцевая толща в контактах Бадакского, Чаватинского, Майдантальского, Ихначского и других массивов преобразована в альбит-эпидот-хлоритовые роговики (хлорит, эпидот, карбонат, биотит, плагиоклаз) шириной до 50—60 *м*. Для ряда крупных интрузий (Арашанский и Чимганский массивы) свойственны зоны амфиболовых роговиков шириной в несколько сотен метров.

Карбонатные осадки в экзоконтактовых зонах Майдантальского, Чепташского, Алмасайского, Саргардонского, Чимганского, Чаткало-

Ангренского, Ихначского и других массивов перекристаллизованы в мраморы, а в непосредственной зоне термического воздействия Акбулакского интрузива (0,7—20 *м*) появляются известково-силикатные роговики (волластонит, плагиоклаз, кварц, эпидот, гранат) роговообманково-роговиковой фации. Нередко в участках соприкосновения Чаткало-Ангренского, Чепташского, Алмасайского и других интрузивов с карбонатной толщей ($Д_3$—$С_1$) отмечаются тела известковых и магнезиальных скарнов с гранатом, волластонитом, пироксеном, эпидотом, магнетитом, иногда сульфидами.

В эндоконтактах интрузивов структура пород обычно порфировидная, мелкозернистая, редко (Арашан, Текеш, Нижнечаткальские массивы) порфировая. Мелкозернистые зоны эндоконтакта обладают аплитовой, микрогранитовой, гранофировой, пойкилитовой или микрографической структурой. Текстура массивная, нередко гнейсовидная, трахи-

Таблица 14

Усредненный количественно-минералогический состав нижнекарбоновых интрузий Чаткальской подзоны (по Козыреву, 1968)

Порода	Содержание, объемн. %					
	плагиоклаз	калишпат	биотит	роговая обманка	пироксен	акцессорные минералы
Монцониты	20—32,5	20—25	15—17,5	7—10	25	2,5
Сиениты	20,0	61,5	17,5	—	—	1,0

тоидная, такситовая. В контактовых зонах интрузий увеличивается содержание плагиоклаза, роговой обманки, иногда появляется диопсид (Чалман-Кошмансайский массив), уменьшается общее количество кварца. Вблизи карбонатных толщ в интрузивах возрастает основность плагиоклаза до 55—60% Ап. Эндоконтактовые изменения прослеживаются вглубь массивов на расстояние от 2—30 до 100 *м* и более.

Структурно-текстурные особенности мезоабиссальных интрузий Чаткальской подзоны также весьма разнообразны.

В нижнекарбоновых массивах повышенной основности и щелочности преобладают монцонитовая, гипидиоморфнозернистая, порфировидная, редко порфировая структура (табл. 14). Текстура пород массивная, трахитоидная, местами такситовая.

Состав пород средне-верхнекарбонового комплекса меняется от диоритов — кварцевых диоритов до гранитов. Преобладают порфировидные породы с гранитовой, гранулитовой, графической и пойкилитовой структурой (табл. 15).

Монцонитовая структура для данных пород в целом не свойственна (небольшие участки в пределах Чаватинского, Чаткальского и Акбулакского интрузивов). В более глубоких срезах Чалман-Кошмансайского, Чимганского и Акбулакского массивов присутствуют мирмекиты. Для интрузивов Нижнечаткальского района более характерна порфировая структура.

Наиболее щелочными являются пермо-триасовые интрузивы. Состав их варьирует от гранодиоритов до аляскитов (табл. 16). В Арашанском массиве появляются щелочные граниты. Структура пород меняется от порфировой и мелкозернистой в верхней части массивов через порфировидную до крупно- и грубозернистой — в наиболее глубоких срезах. В целом для молодых интрузивов характерны микрографические срастания кварца и калишпата.

Мирмекиты, как правило, отмечаются лишь в глубоких срезах Майдантальского интрузива.

Калинатровые полевые шпаты в описываемых гранитоидах присутствуют в виде нескольких генераций: порфировидные выделения (до 3—6 *см*), в том числе и гигантокристаллы занимают основную часть калинатрового полевого шпата порфировидных пород,

Таблица 15

Усредненный количественно-минералогический состав пород средне-верхнекарбонового интрузивного комплекса Чаткальской подзоны, объемн. % (по Юдалевичу, 1966; Козыреву, 1968)

Порода	Плагиоклаз	Калишпат	Кварц	Биотит	Амфибол	Акцессорные минералы
Диориты, кварцевые диориты	42—79, чаще 53—60	4—13	1—14	3—19	2—21, чаще 8—14,5	0,5—5,2
Гранодиориты, адамеллиты	30—35, чаще 42—47	16—30, чаще 20—27	14—25	3—11,6	1,2—10	0,5—1,7
Граниты	14—30, чаще 20—25	27—55, чаще 27—42	30—45	2—8	0—2	0,3—1,9

меньшую часть составляет менее упорядоченный полевой шпат мелкозернистой (0,5—1,3 *мм*) массы. В порфировых разностях присутствуют также две генерации щелочного полевого шпата: вкрапленники (размер 0,5—3,5 *мм* по длине оси) и мелкие зерна размером 1—2 *мм*.

Таблица 16

Количественно-минералогический состав пород пермо-триасового интрузивного комплекса Чаткальской подзоны, объемн. % (по Козыреву, 1968)

Порода	Плагиоклаз	Калишпат	Кварц	Биотит	Амфибол	Акцессорные минералы
Гранодиориты	25,4—45	19—39,2	20—28	4,8—7,2	0,9—3,7	0,5—2
Граниты	11,7—25	40—52	30—35	2—5	0—2	0,1—1,3
Щелочные граниты	—	68 1	25,1	—	5,2	0,6
Аляскиты	8—14,3	50,6—60	31,3—35,9	1,6—2,5	—	0,3—0,7

Данные по оптическим свойствам калинатровых полевых шпатов из основной массы порфировидных пород отсутствуют. Специальные исследования по массовому замеру углов 2 V калишпатов из гранитоидов Майдантальского интрузива с последующей геологической интерпретацией полученных результатов провели П. И. Салов, З. А. Юдалевич и В. В. Козырев (1965). Они показали, что независимо от возраста на упорядоченность калинатровых полевых шпатов влияют положение их в теле интрузива, а также его размеры.

В большинстве рассмотренных интрузивов гранитов—адамеллитов—гранодиоритов содержание альбитового компонента в калинатровых полевых шпатах растет от 29—35% в рядовых зернах равномернозернистых пород до 34—40% в порфировых и порфировидных выделениях (табл. 17). Исключение составляют метасоматические максимальные микроклины Ихначского массива, где в калинатровом полевом шпате содержится 50—55% альбита. Величина угла оптических осей довольно выдержана и составляет в зернах среднего размера и

Таблица 17

Вещественный состав и структурно-оптические свойства калинатровых полевых шпатов из мезоабиссальных интрузий Чаткальской подзоны

Интрузив	Усредненные значения угла 2 V, град.	Состав	<Nm : ⊥P [001], град.	Степень оптической упорядоченности, ΔS	Структурно-оптический тип	Примеси, г/т	t°C	Характер Кпш
Бадакский (C_2)	78	$Or_{58-60}Ab_{40-42}$	7	0,18	Промежуточный ортоклаз	—	800	Вкрапленники
Сандалашский (C_2)	64—68	$Or_{68-75}Ab_{25-32}$	7	До 0,18	Промежуточный ортоклаз (пертитовый)	—	710—780	Порфировидное зерно
Чаткало-Ангренский (C_2)	65—72	$Or_{65-71}Ab_{21-35}$	8—10	0,1—0,53	Промежуточный ортоклаз до промежуточного микроклина (микропертитовый)	Rb—338—365 Cs—3,8—4,9	550—620	„Рядовые" зерна
Ихначский (C_2)	85	$Or_{50-48}Ab_{50-52}$	17	1,0	Максимальный микроклин (микропертитовый)	Rb—270, Cs—2,8 Tl—0,9	670—830	То же
Ихначский (C_2)	86	$Or_{45-46}Ab_{54-55}$	17	1,0	Максимальный микроклин (микропертитовый)	—	660—770	»
Акбулакский (C_3)	65—78	$Or_{65-71}Ab_{29-35}$	4—12	0,05—0,18	Промежуточный ортоклаз-пертит	—	590—620	»
	67—79	$Or_{64-62}Ab_{36-38}$	12—16	0,63—0,88	Промежуточный микроклин-пертит	—	—	Порфировидный вкрапленник
Майдантальский (P_2—T_1)	62—72	$Or_{60}Ab_{40}$	—	0,2—0,70	Промежуточный ортоклаз—промежуточный микроклин (пертитовых вростков—25—30%)	—	600—730	То же
Арашанский (P_2—T_1)	75—80	$Or_{60-63}Ab_{37-40}$	14	0,2—0,77	Промежуточный ортоклаз Промежуточный микроклин (пертита—25—30%)	Rb—540—585 Cs—3,8 Tl—0,6—1,9	560—700	Порфировидные зерна
Майдантальский (P_2—T_1)	75	$Or_{64-68}Ab_{32-36}$	14—16	0,65—0,8	Промежуточный микроклин-пертит	Rb—411—850 Cs—8,5	660—770	„Рядовые" зерна

Примечание. Данные по оптической упорядоченности, элементам-примесям заимствованы из работ П. И. Салова, З. А. Юдалевича, В. В. Козырева (1965, 1966, 1968). Структурно-оптические типы калишпатов выделены предположительно по данным оптических определений.

порфировых выделениях 67—75° (степень упорядоченности для ортоклазов 0,07—0,15, для микроклинов — 0,57—0,72). В порфировых выделениях интрузий Нижнечаткальского района величина — $2V$ в промежуточном ортоклазе достигает 78° (степень упорядоченности — 0,18). Среди структурно-оптических типов калинатрового полевого шпата разных генераций преобладают промежуточные микроклины и ортоклазы. Они содержат около 25—30% волокнистого, жилковатого пертита и микропертита распада. Пертиты замещения отчетливо фиксируются лишь в калишпатах из биотитовых гранитов и адамеллитов Майдантальского интрузива.

Отчетливы различия и в температурах кристаллизации калишпатов различных генераций и структурно-оптических типов. Наиболее высокотемпературны интрателлурические вкрапленники ортоклаза из ин-

Таблица 18

Состав плагиоклазов из мезоабиссальных гранитоидных интрузий Чаткальской подзоны

Порода	Состав плагиоклаза (Ап, %)	Зональность	Примеси, *г/т*	Характерные интрузивы
Монцониты, монцонито-диориты и др.	20—67	Резко зональные	—	Чаватинский, Текешский, Караянгырский
Диориты, кварцевые диориты	30—57	То же	Rb—28, Cs—0,9, Li—1	Акбулакский, Чаткальский, Ихначский
Гранодиориты, адамеллиты	28—54, чаще 35—42	Часто зональные	Rb—18—51, Cs—0,9—1,9, Tl—0,2—2,1, Li—3—6	Акбулакский, Бадакский, Чалман-Кошмансайский, Сандалашский, Чаткальский, Ихначский, Майдантальский
Граниты	12—38, чаще 17—25	Слабо зональные и незональные	Rb—82—256 Cs—1,9—3,8 Li—1—2,5	Чимганский, Ихначский, Майдантальский, Чепташский, Саргардонский, Арашанский
Аляскиты	22—35	Чаще незональные	Rb—48—494. Cs—0,9—7,5, Tl—0,1—0,5, Li—11—45	Майдантальский, Арашанский

Примечание. Данные по содержанию редких щелочей и таллия в плагиоклазах заимствованы из работы В. В. Козырева и др. (1968).

трузий Нижнечаткальского района (около 800°), порфировидные выделения ортоклаза из Сандалашского массива (700—780°) и микроклина (600—700°). Наиболее низкотемпературны (520—620°, чаще 550—600°) зерна калинатрового полевого шпата средней величины из равномернозернистых гранитоидов.

Следовательно, главная масса калинатрового полевого шпата в интрузиях Чаткальской подзоны кристаллизовалась в субмагматических и автометасоматических условиях при температуре 700—550°. В калинатровых полевых шпатах из интрузий гранодиоритового состава содержится Rb — 270—365 *г/т*, Cs — 2,8—4,9 *г/т*, Tl — 0,9 *г/т*, а из гранитов — Rb — 202—585 *г/т*, Cs — 3,8—4,7 *г/т*, Tl — 0,6—1,9 *г/т*.

Отмечается повышенная по сравнению с гранитами основность плагиоклаза в аляскитах (табл. 18).

Величина угла 2V в плагиоклазах составляет ±85—87°, степень упорядоченности довольно высокая — 0,6—0,9, чаще 0,75—0,82.

Преобладающий характер оптики в плагиоклазах из монцонитов и диоритов высокотемпературный и промежуточный, а в гранодиоритах, гранитах и аляскитах — низкотемпературный.

В распоряжении авторов имеется всего 4 химических анализа биотитов (Гранитоидные формации Узбекистана, 1970) из Чимганского, Кошмансайского, Саргардонского и Чепташского массивов (табл. 19).

Таблица 19

Химический состав слюд из некоторых мезоабиссальных гранитоидных интрузий Чаткальской подзоны, % (К. Урунбаев, 1970)

Окислы	Чимганский массив (C_2-C_3)	Кошмансайский массив (C_2-C_3)	Саргардонский массив (P_2-T_1)	Чепташский массив (P_2-T_1)
	биотитовые граниты		аляскитоидные граниты (7)	гранит-порфиры (45)
	(54)	(26)		
SiO_2	35,6	37,02	36,7	34,25
TiO_2	2,01	2,66	1,3	3,05
Al_2O_3	16,6	20,04	17,01	20,59
Fe_2O_3	3,4	3,33	3,20	2,97
FeO	18,4	15,20	18,9	15,35
MnO	0,7	0,30	0,61	0,37
MgO	10,9	11,28	10,3	12,24
CaO	2,6	1,8	0,1	1,1
Na_2O	0,17	0,13	0,280	0,08
K_2O	5,3	6,69	7,61	8,04
H_2O^+	3,2	2,11	3,8	2,2
F	0,57	0,3	0,5	0,42
P_2O_5	—	—	—	—
П. п. п.	—	—	—	—
Сумма	99,45	99,86	100,21	100,60

Примечание. Цифры в скобках означают номера проб.

Эти слюды относятся к истонит-сидерофиллитовой серии с преобладанием сидерофиллита (лепидомеланы).

Температура кристаллизации слюд из средне-верхнекарбоновых интрузивов Чаткальской подзоны (табл. 20) довольно высокая — 700—850° и снижается в пермо-триасовых интрузиях до 600—700°.

При пересчете химических анализов слюд за основу бралось 12 атомов кислорода из формулы минерала (Булах, 1967).

Пр. 54. $(K_{0,51}\,Ca_{0,21}\,Na_{0,03})_{0,75}\,(Mg_{1,28}\,Fe^{2+}_{1,17}\,Al_{0,22}\,Fe^{3+}_{0,19}\,Ti_{0,11}\,Mn_{0,05})_{2,98}\,(Si_{2,72}\,Al_{1,28})_4O_{10}\,(OH_{1,68}\,O_{0,2}F_{0,17})_2$.

Пр. 26. $(K_{0,66}\,Ca_{0,15}\,Na_{0,02})_{0,83}\,(Mg_{1,3}Al_{0,67}\,Fe^{2+}_{0,66}\,Ti_{0,16}\,Fe^{3+}_{0,13}\,Mn_{0,02})_{2,94}\,(Si_{2,86}\,Al_{1,14})_4O_{10}(OH_{1,08}\,O_{0,85}\,F_{0,07})_2$.

Пр. 7. $(K_{0,73}\,Na_{0,05}\,Ca_{0,01})_{0,79}\,(Fe^{2+}_{0,19}\,Mg_{1,61}\,Al_{0,32}\,Fe^{3+}_{0,17}\,Ti_{0,7}\,Mn_{0,04})_{2,95}\,(Si_{2,98}\,Al_{1,22})_4O_{10}(OH_{1,9}F_{0,1})_2$.

Пр. 45. $(K_{0,57}\,Ca_{0,10}\,Na_{0,02})_{0,69}\,(Mg_{1,34}\,Fe^{2+}_{0,94}\,Al_{0,27}\,Fe^{3+}_{0,17}\,Ti_{0,17}\,Mn_{0,02})_{3,01}\,(Si_{2,69}\,Al_{1,31})_4O_{10}\cdot\,(OH_{1,53}\,F_{0,08}\,O_{0,39})_2$

Низкие цифры общей железистости слюд (45,5—64%) связаны с повышенным содержанием акцессорного магнетита в породах и повышенной общей щелочностью пород.

Таблица 20

Содержание элементов-примесей, светопреломление, общая железистость и температурные условия кристаллизации слюд из некоторых гранитоидных интрузий Чаткальской подзоны

Интрузив	Ng≃Nm	Общая железистость, мол. %	Содержание элементов-примесей, г/т	t°C	Порода
Средне-верхнекарбоновые интрузии					
Ихначский	—	—	Li—270, Rb—600, Cs—236, Tl—3,3, Sc—3, Zn—140,6, Be—1,8, Nb—42,9, Cu—29,7	Около 850	Гранодиориты
Чаткальский	—	—	Rb—250, Cs—46,2, Li—265, V—155, Zn—141, Ti—14294, Mn—1836, Cu—29, Sc—4	850	То же
Чалман-Кошмансайский	1,620—1,66, чаще 1,645—1,655	50—57	Rb—470	—	»
Чимганский	1,651	52,5	Rb—520, Li—280, Sc—4	850	Биотитовые граниты
Акбулакский	1,650—1,662, чаще 1,654—1,662	58—63	Sc—10—20	700 и менее	Адамеллиты
	1,658—1,664	56—63	—		Мелкозернистые гранодиориты
Пермо-триасовые интрузии					
Арашанский	1,662—1,663	64	Rb—1090—1280, Cs—73,6—92, Tl—6,7—23, Sc—13	670	Аляскиты
	—	—	Rb—1340, Cs—140, Li—170, Tl—6,8—7,8	—	Щелочные граниты
Саргардонский, Чепташский	1,645	49—54	Rb—360—810, Cs—52, Li—400, Zn—380, Be—11, Nb—199, V—53, Mn—4662, Cu—6,3, Ga—45, Sc—10	700	Аляскитоидные граниты
Майдантальский	—	—	Rb—1194, Cs—40—67, Tl—5,8—14, Sc—24	Около 600	Граниты, аляскиты
	—	—	Rb—1189—1240, Sc—21—26, Zn—380, Be—11, Ti—15035, Nb—199, V—53, Mn—4650, Cu—6,2, Ga—45	До 600	Гранодиориты

Примечание. Данные о светопреломлении слюд и содержании в них элементов-примесей приводятся по материалам В. В. Козырева (1968), З. А. Юдалевича, К. У. Урунбаева и авторов.

Роговая обманка присутствует преимущественно в кварцевых диоритах, гранодиоритах, реже адамеллитах Майдантальского, Акбулакского, Чалман-Кошмансайского, Чаткальского и Ихначского массивов. Во всех перечисленных интрузиях это обыкновенная роговая обманка с $c:Ng=16—21°$, $-2V=70—85°$. В амфиболах Ихначского

массива содержатся (*г/т*): Li — 42—46, Rb — 42—76, Cs — до 4,7, Tl — 0,6. В Арашанском массиве в щелочных гранитах В. В. Козыревым (1968) установлен гастингсит: $c : Ng = 18—24°$, $-2V = 36—68°$, Ng — 1,696—1,719. Общая железистость щелочной роговой обманки 50—60%. В качестве примесей в ней отмечаются (*г/т*): Li — 30, Rb — 160, Cs — 28,3, Tl — 1,2.

В амфиболах из порфировидных адамеллитов и гранодиоритов Майдантальского интрузива, по данным В. В. Козырева и др. (1968), содержатся (*г/т*): Li — 70, Rb — 91, Cs — 10,4, а в роговой обманке из биотит-амфиболовых гранодиоритов Чаткальского батолита — соответственно 30; 53; 0,5.

Моноклинный пироксен присутствует в гранодиоритах и кварцевых диоритах Чаткальского, Чалман-Кошмансайского, Ихначского и Нижнечаткальских массивов в виде реликтов, обычно внутри зерен роговой обманки. По оптическим свойствам ($c : Ng = 47—50°$, $+2V = 53—62°$, $Ng—Np = 0{,}022—0{,}03$) он соответствует авгиту. В монцонитах и габбродиоритах Текешского и Караянгырского интрузивов пироксен образует самостоятельные зерна или сростки с биотитом. Наряду с авгитом ($c : Ng = 47—50°$, $+2V = 60—62°$) здесь присутствует и пижонит ($c : Ng = 42—45°$, $+2V = 40—48°$, $Ng—Np = 0{,}023$). В пироксене из габбросиенитов Майдантальского массива содержится (Козырев и др., 1968): Li — 14 *г/т*, Rb — 29, Cs — 5,7, Be — 0,4 *г/т*.

Распределение примесей в магнетитах из гранитоидов Чаткальской подзоны изучено В. В. Козыревым и др. (1968). По их данным, магнетиты резко обеднены TiO_2. В средне-верхнекарбоновых интрузиях в магнетитах содержится 0,2—0,4% двуокиси титана. Среди прочих примесей присутствуют Mn (871 *г/т*), *V* (511 *г/т*), Zn (263 *г/т*), Cu (160 г/т).

В пермо-триасовых интрузиях количество TiO_2 в магнетитах составляет от 0,25 до 3,5%, Mn — 1113 *г/т*, Zn — 357 *г/т*, Cu — 236 *г/т*. Температура кристаллизации магнетита, по А. Баддингтону и др. (1943), не превышает 400°. Об этом свидетельствует то, что главная масса магнетита присутствует в виде включений в зернах цветных минералов и образовалась она, по-видимому, при разложении биотита и амфибола.

Химический состав диоритов и кварцевых диоритов Чаткальской подзоны по сравнению со средним составом диоритов и кварцевых диоритов СССР (Соловьев, 1970), характеризуется заниженным на 5—10% содержанием SiO_2 и повышенным — TiO_2 (на 0,3—0,5%), FeO (до 3%), MnO (до 0,01—0,03% и более), MgO (до 3—4%), Na_2O (до 1—3,5%) и K_2O (до 2—4%) (табл. 21). Гранодиориты по составу соответствуют таковым СССР (по данным 151 ан., С. П. Соловьев), отличаясь лишь несколько пониженными концентрациями Na_2O и повышенными K_2O. Адамеллиты по сравнению с типовыми (ср. из 52 ан.) имеют более низкое содержание TiO_2 и повышенное Fe_2O_3, MgO, Na_2O и K_2O.

На составе гранитов из мезоабиссальных интрузий Чаткальской подзоны следует остановиться более подробно. Отмечается обогащенность более древних средне-верхнекарбоновых гранитов по сравнению с пермо-триасовыми TiO_2, MgO и K_2O и обедненность FeO, отчасти Fe_2O_3, Al_2O_3 и Na_2O. Наблюдается постоянство содержания SiO_2 во всех гранитах Чаткала, варьирующее чаще всего в пределах 73—74%, что близко к значению SiO_2 в лейкократовых гранитах СССР (74,53%).

Количество нормативного альбита (табл. 22) в гранитах изменяется от 28,5 до 38—41,5%. Величина давления водяного пара при кристаллизации, исходя из диаграммы Боуэна-Таттла $NaAlSi_3O_8—KAlSi_3O_8—SiO_2—H_2O$, изменяется в пределах 500—1000 *атм*. Для большинства

массивов температура кристаллизации преобладающей кварц-полевошпатовой части пород составляет 660—750° и более.

По данным химических анализов гранитоидов Чаткальской подзоны вычислены значения коэффициентов окисленности железа и фаци-

Таблица 21

Средний химический состав гранитоидов Чаткальской подзоны

Окислы	Диориты и др., 17 ан.	Гранодиориты, 56 ан.		Адамеллиты, 30 ан.	Граниты, 83 ан.		Закон распределения
	$\bar{X}$	$\bar{X}$	S^2	$\bar{X}$	$\bar{X}$	S^2	
SiO_2	57,31	64,58	13,64	69,32	72,95	11,56	Логнормальный
TiO_2	0,59	0,42	0,11	0,31	0,21	—	Нормальный
Al_2O_3	17,53	15,83	0,94	14,62	13,23	0,06	То же
Fe_2O_3	3,27	1,44	1,02	1,24	0,84	0,16	»
FeO	5,40	2,77	2,34	2,00	1,31	0,14	»
MgO	4,46	1,97	0,68	1,19	0,54	0,20	»
CaO	6,75	3,82	0,15	2,53	1,78	0,16	»
Na_2O	3,79	3,28	1,08	3,85	4,27	0,18	Логнормальный
K_2O	4,42	4,02	0,48	3,95	3,74	0,62	То же

Примечание. $\bar{X}$ — среднее содержание, S^2 — дисперсия.

альности для петрографического ряда пород диорит—кварцевый диорит—гранодиорит—адамеллит—гранит. Для диоритов и кварцевых диоритов значения F и $K_ф$ равны соответственно 0,25—0,54 и 0,32—

Таблица 22

Нормативный состав гранитов Чаткальской подзоны

Интрузив	Нормативный состав	Примечание
Чаватинский	$Ab_{28,5}Or_{33,5}Q_{38,1}$*	Эвтектический состав
Ихначский	$Ab_{41,5}Or_{31}Q_{27,5}$	Неэвтектический состав
Чимганский	$Ab_{28,5}Or_{31}Q_{45,5}$	
Саргардонский	$Ab_{29,3}Or_{26,1}Q_{32,5}$	Близки к эвтектическому составу
Арашанский	$Ab_{40}Or_{29,5}Q_{40,5}$	
Майдантальский	$Ab_{33}Or_{33}Q_{34}$	
Алмасайский	$Ab_{38}Or_{30}Q_{32}$	
Чепташский	$Ab_{38}Or_{24,5}Q_{37,5}$	Котектический состав
	$Ab_{37,9}Or_{23,4}Q_{38,7}$	

* Состав приведен без учета ранних интрателлурических выделений. При включении их в нормативный состав пород начало кристаллизации приходится на $P_{H_2O} = 2300—4000$ *атм*.

0,52. В сиенито-диоритах и сиенитах эти величины несколько выше: $F = 0,48—0,73$, $K_ф = 0,46—0,99$. По-видимому, рост активности щелочей (особенно K_2O) связан в основном с увеличением концентрации Fe_2O_3 в расплаве.

В гранодиоритах по сравнению с диоритами наблюдается более существенная разница между значениями коэффициентов: $F = 0,6—0,67$, $K_ф = 0,93—1,14$.

В гранитах отмечается зависимость величин коэффициентов от возраста: в средне- и верхнекарбоновых интрузиях $F=0{,}4—0{,}58$, $K_ф=0{,}57—0{,}79$, а в пермо-триасовых — соответственно 0,75—1,48 и 0,78—2,90. На рост коэффициента окисленности железа в более молодых, пермо-триасовых интрузивных образованиях ранее указывал И. Х. Хамрабаев

Распределение элементов-примесей в некоторых гранитоидах

Примеси	Диориты		Сиенито-диориты	Гранодиориты					
	1,2	3	5	2	3	4	5	7	12
Литий	$\overline{X}=17$ $S^2=56{,}25$ $V=0{,}5$	8	10	18	$\overline{X}=18-40$ $S^2=98$ $V=0{,}55$	—	$\overline{X}=21$ $S^2=1{,}35$ $V=0{,}55$	—	14
Рубидий	—	90	—	120	190	120–210	90	—	130
Цезий	—	1,9	1,9	4	3,4	2,4–4	2,8—3,8	—	3,3
Свинец	$\overline{X}=15$ $S^2=25$ $V=0{,}33$	—	—	16–80	$\overline{X}=16-70$ $S^2=5{,}79$ $V=0{,}59$	$\overline{X}=6{,}6$ $S^2=21$ $V=0{,}43$	—	20	7
Цинк	$\overline{X}=76$ $S^2=2070$ $V=0{,}6$	—	—	61	32	$\overline{X}=82-100$ $S^2=2310$ $V=0{,}52$	$\overline{X}=6{,}6$ $S^2=800$ $V=0{,}43$	20	28
Уран	—	—	—	2,9	2,7	—	1,4	—	1,4
Торий	—	—	—	3,1	—	—	18,7	—	2о,5
Ниобий	$\overline{X}=21$ $S^2=96$ $V=0{,}47$	—	9	13	21,4	$\overline{X}=13$ $S^2=38{,}1$ $V=0{,}77$	$\overline{X}=10$ $S^2=22$ $V=0{,}45$	—	14
Тантал	$\overline{X}=33$ $S^2=3{,}05$ $V=0{,}53$	0,8	1,3	2,85	1,7	$\overline{X}=2{,}1$ $S^2=1{,}44$ $V=0{,}57$	$\overline{X}=2{,}7$ $S^2=2{,}89$ $V=0{,}57$	3,3	1,4
Pb/Zn	0,2	—	—	0,26	2,5	0,2–0,7	0,15	—	0,25
u/Th	—	—	—	0,1	—	—	0,075	—	0,05

Примечание. Средние содержания элементов-примесей приведены по мансайский, 4—Чаватинский, 5—Ихначский, 6—Чимганский, 7—Акбулакский, 8—Чеп-

(1969). Адамеллиты по величине F (0,46—0,95) занимают промежуточное положение между гранодиоритами и гранитами, а по величине $K_ф$ (0,79—2,65) близки к гранитам пермо-триасового возраста.

Распределение элементов-примесей в мезоабиссальных гранитоидах Чаткальской подзоны (табл. 23). Количество лития в сиенито-диоритах Текешского массива и гранитах Чепташского интрузива в 2 раза, гранитах Арашанского массива — в 16 раз меньше кларковых величин. В гранитах Майдантальского и Саргардонского массивов оно в 1,5 раза превышает соответствующий кларк. Концентрация рубидия в гранодиоритах Ихначского и Майдантальского массивов и гранитах Чаткальского батолита в 1,5—2 раза ниже кларковых величин, а в остальных гранитоидных интрузиях находится на уровне кларка. Нижекларковые содержания цезия (в 1,5—3 раза) характеризуют почти все гранито-

идные массивы Чаткальской подзоны, за исключением Алмасайского, Майдантальского и Саргардонского интрузивов, где концентрации его находятся на уровне кларка. Таким образом, можно отметить общую обедненность редкими щелочами большинства мезоабиссальных гранитоидных массивов Чаткальской подзоны.

Таблица 23

мезоабиссальной фации Чаткальской подзоны

Граниты							
2	6	8	9	10	11	12	13
$\overline{X}$=18 S^2=100 V=0,55	$\overline{X}$=15 S^2=104 V=0,67	7,6	29	$\overline{X}$=3,15 S^2=0,26 V=0,17	28	36	$\overline{X}$=31—40 S^2=836 V=0,72
180—300	160—290	180		250	170	220	232—260
41,6	21,3	2,8		$\overline{X}$=3,8—5,1 S^2=0,19 V=0,30	38,5	5	4,3—7
$\overline{X}$=19 S^2=0,53 V=0,46	$\overline{X}$=18 S^2=27 V=0,29	25	14	$\overline{X}$=18 S^2=0,203 V=0,36	19	15	$\overline{X}$=20—60 S^2=47 V=0,36
$\overline{X}$=52 S^2=679 V=0,43	$\overline{X}$=20—24 S^2=84 V=0,38	40	59	$\overline{X}$=40 S^2=0,64 V=0,5	25	30	$\overline{X}$=60—100 S^2=905 V=0,5
2,9	3,7—4,05	—	2,24	4	42—44	—	2,34—3,70
3,1	38	—	48,5	49	41	40—45	48
$\overline{X}$=13 S^2=37,2 V=0,47	$\overline{X}$=21—38 S^2=74 V=0,41	—	21	$\overline{X}$=31 S^2=0,62 V=0,47	18	21—23	$\overline{X}$=14 S^2=0,49
$\overline{X}$=2,9 S^2=2,7 V=0,57	$\overline{X}$=1,9 S^2=0,83 V=0,48	2,8	1,2	$\overline{X}$=2,6—3 S^2=0,057 V=0,48	2,9	3,6	1—3,8
0,36 0,09	0,82 0,1	0,63 —	0,24 0,05	0,3—0,45 0,09—0,01	0,76 0,08	0,5	0,3—0,6 0,77

В. В. Козыреву и др. (1968). Интрузивы: 1—Текешский, 2—Чаткальский, 3—Кошташский, 9—Арашанский, 11—Алмасайский, 12—Майдантальский, 13—Саргардонский.

Концентрации свинца в гранитоидах резко изменяются (в 2—3 раза выше или ниже кларковых величин). В отличие от свинца содержание цинка в большинстве массивов гранитов и гранодиоритов в 1,5—3 раза ниже кларка, лишь в Чаватинском и Саргардонском массивах концентрации этого элемента повышены.

Фоновые содержания урана в породах Чаткальского батолита, Кошмансайского, Ихначского, Манасского и Майдантальского интрузивов понижены в 1,2—2,2 раза против кларковых величин, а в остальных массивах близки к ним. Гранитоиды всех интрузивов Чаткала обогащены торием (1,7—2,6 кларка), чем и объясняются заниженные величины отношения урана к торию в породах.

Отчетливо проявляется и обеднение танталом всех гранитоидов Чаткальского региона (в 1,2—3 раза ниже соответствующих кларковых величин).

Таблица 24

Распределение акцессорных минералов в некоторых мезоабиссальных гранитоидных интрузивах Чаткальской структурно-формационной подзоны (составлена по материалам Козырева и др., 1968)

Интрузивные комплексы	Интрузив	Граниты				Гранодиориты			
		общее число минеральных видов	по ассоциациям	содержание характерных акцессорных минералов, г/т	валовое содержание акцессорных минералов	общее число минеральных видов	по ассоциациям	содержание характерных акцессорных минералов, г/т	валовое содержание акцессорных минералов
Среднекарбоновый (намюрнижнебашкирский)	Чаткальский	—	—	—	—	22	Окислы—4, силикаты—7, кальциевые—6, фосфаты TR+тантало ниобаты—1, сульфиды—4	Магнетит—7540,6, апатит—94, сфен—1226, циркон—152,8, ортит—90, оранжит—5,7, ильменит—166,2, флюорит—2, турмалин—1,5, пирит—3,4, гематит—6,5	8190
	Чалман-Кошмансайский	—	—	—	—	9	Окислы—2, силикаты—2, кальциевые—3, фосфаты TR—2	Магнетит—2120, апатит—32, сфен—60, циркон—85, ортит—62, гранат—251	2513
	Чимганский	19	Окислы—5, силикаты—4, кальциевые—5, фосфаты TR—, тантало-ниобаты—2, сульфиды—2, сульфаты—1	Магнетит—5683, апатит—3,1, сфен—19, циркон—24,8, ортит—130—310, анатаз—до 24, ильменит—202, цирто—лит—19,5, фергусонит—8,4	6100	9	Окислы—2, силикаты—2, кальциевые—3, сульфиды—2	Магнетит—2300, апатит—32, сфен—24, циркон—85, ортит—255, гранат—84,5, пирит—37, халькопирит—6,7	2852
	Ихнач-ский	7	Окислы—2, силикаты—1, кальциевые—2, сульфиды—2	Магнетит—9545, апатит—79, циркон—52,5, ортит—2, ильменит—7,3, пирит—334	10069	13	Окислы—3, силикаты—5, кальциевые—3, фосфаты TR—1, сульфиды—1	Магнетит—6679, апатит—306, сфен—64, циркон—141, ортит—61,5, ильменит—138, циртолит—7, турмалин—6,4, пирит—26,4	7431
Верхнекарбоновый	Акбулакский	—	—	—	—	10	Окислы—4, силикаты—2, кальциевые—3, сульфиды—1	Магнетит—1050, апатит—4,3, сфен—0, циркон—20, ортит—0, ильменит—22	Около 2000
Пермотриасовый	Чепташ-ский	20	Окислы—4, силикаты—5, кальциевые—5, фосфаты TR—3, сульфиды—3	Магнетит—4200, апатит—100, сфен—296, циркон—34—120, ортит—100—106, анатаз—24, флюорит—до 250	5100	—	—	—	—
	Манасский	12	Окислы—2, силикаты—4, кальциевые—3, фосфаты TR—1, сульфиды—2	Магнетит—2431, апатит—707, сфен—3059, циркон—749, ортит—125, ильменит—561, оранжит—398, колумбит—3	7934	—	—	—	—
	Арашанский	18	Окислы—5, силикаты—3, кальциевые—5, фосфаты TR—2, сульфиды—3	Магнетит—1662, апатит—11,6, сфен—196, циркон—153,2, ортит—89,3, ильменит—10,6, циртолит—12,2, монацит—27,1, оранжит—17,6, флюорит—300, пирит—11,7	2498	—	—	—	—
	Саргардонский	27	Окислы—7, силикаты—7, кальциевые—5, фосфаты TR—1, сульфиды—6, сульфаты—1	Магнетит—330—1045, апатит—110—132, сфен—172, циркон—17,3, ортит—190, фергусонит—3—20, колумбит—12, флюорит—250—556, гранат—до 224, топаз—16,3	2100	—	—	—	—
	Алмасайский	14	Окислы—2, силикаты—4, кальциевые—5, фосфаты TR—2, сульфиды—1	Циркон—104, ортит—2856, ильменит—110,3, сфен—113,2, оранжит—8,4, апатит—18,8, шеелит—4,7, пирит—2, магнетит—549,1	6147	—	—	—	—
	Майдантальский	25	Окислы—9, силикаты—4, кальциевые—5, сульфиды—4, фосфаты TR—3	Магнетит—8933, апатит—326, сфен—2803, циркон—331,5, ортит—94, ильменит—393, гранат—6,2, флюорит—42,7, пирит—77,5	13022	14	Окислы—4, силикаты—3, кальциевые—4, фосфаты TR—1, сульфиды—2	Магнетит—1178, апатит—277,6, сфен—942, циркон—136,8, ортит—15,6, ильменит—28, оранжит—8,2, флюорит—17, пирит—1447	1336

Таблица 25

Термодинамические параметры становления мезоабиссальных интрузий Чаткальской подзоны

Интрузив	Общее всестороннее давление, *кбар*		$P_{лит}$, *атм*	P_{H_2O}, *атм*	Температура, град.			Глубина	
	наибольшее	наименьшее			перегрева	магматическая	позднемагматическая	становления, *км*	эрозионного среза, *км*
Текешский	5,8—8,8	0—7,2	≥690—820	?	?	Более 750	?	3 и более	?
Чаткальский	6,5—14	+0,6—12	≥850—1380	500—1300	850—750	750—660	660—560	4,5—5	2—2,5
Кошмансайский	6,5—14	0,6—12	≥ 850	1800—2000	—	730—660	660—570	5—6	2—2,5
Бадакский									
Чаватинский									
Мисканский	5—7	+2—5	≥ 550	1000	800—750	750—660	660—400	3—3,5	1—1,5
Ихначский	7—10,5	0—10,5	≥1000—1400	1700	900—830	830—750	750—560	От 3—4 до 6 (восточная часть)	От 0,5—0,7 до 1—1,5
Чимганский	4,5—6,5	0—5,5	≥ 850	500	900—800	?		2—3	0,5
Сандалашский	—	—	≥500—825	2000	—	780—710	?	3—6	?
Акбулакский	—	—	≥500—850	До 1370	750	750—620	660—620 и менее	2—5	?
Алмасайский	—	—	≥500—1000	?	?	720—700	?	2—3	1,5
Саргардонский	4—5,6	0,4—4	≥ 850	500	—	750—650	650—550	2—3,5	0,5—0,6
Арашанский	3,2—8,2	0—7,4	≥700—800	600—650	850—750	750—670	670—400	2,5—3,5	От 0,5—1 до 1,5 (на северо-востоке)
Чепташский	4,8—6,8	+0,2—5,2	≥450—500	750—850	На глубине 900—800	730—660	?	2,5—3,5	1,0
Майдантальский	9—13	0,8—10	≥1500—1350	1000	—	730—660	660—400	3—3,5 на юге, 5—6,5 в северо-западной части	2,5

Таким образом, мезоабиссальные гранитоиды Чаткальской подзоны характеризуются пониженными фоновыми содержаниями почти всех (за исключением тория) рассмотренных выше элементов-примесей, что, вероятно, является геохимической особенностью данного региона.

Акцессорные минералы (табл. 24). В гранитах количество видов акцессорных минералов всегда на 10—11 больше, чем в гранодиоритах тех же массивов.

Более молодые (пермо-триасовые) гранитоидные интрузии характеризуются большим разнообразием видового состава акцессорных минералов по сравнению с более древними (средне-верхнекарбоновыми). В первых число минеральных видов чаще всего составляет 14—25, а во вторых — 7—13.

Различия в числе акцессорных минералов между молодыми и древними магматическими комплексами объясняются увеличением в первых количества кальциевых акцессорных минералов (5 против 3), фосфатов TR и тантало-ниобатов (2—4 против 0—2).

Температурный градиент. Для мезоабиссальных гранитоидов Чаткальской подзоны величина температурного градиента относительно невелика и варьирует от 0,43 до 0,8. Это указывает на относительно небольшую скорость кристаллизации интрузий и завершенный ход процесса магматической дифференциации при их становлении.

Термо-динамические параметры становления мезоабиссальных интрузий Чаткальской подзоны (табл. 25). Текешский, Чимганский, Акбулакский, Алмасайский, Саргардонский, Арашанский, Чепташский массивы, южная часть Майдантальского, а также интрузии Нижнечаткальского района могут быть отнесены к мезоабиссальной фации. Чаткальский батолит, Кошмансайский массив, восточная часть Ихначского, северо-западная часть Майдантальского и, вероятно, Сандалашский сформировались в более глубинных условиях мезоабиссальной фации. Эти же интрузивы более глубоко эродированы (срез достигает 2—2,5 *км* от кровли) по сравнению с менее глубинными телами (от 0,5 до 1,5 *км*). Для них характерен довольно узкий температурный интервал кристаллизации главной массы породообразующих минералов: 650—750°. Позднемагматические и раннеметасоматические, включая автометасоматические процессы (микроклинизация, альбитизация и др.) протекали при температуре от 650 до 550° и ниже.

Гипабиссальная фация
(диорит-гранодиорит-гранит-порфировая формация)

Фациальная характеристика гипабиссальных интрузий Чаткальской подзоны приводится на основании имеющихся материалов по пермскому комплексу гранитоид-порфиров и Сусингенскому массиву, детально изученных соответственно Ф. А. Усмановым (1962) и Е. И. Мезенцовой (1951).

В комплексе гранитоид-порфиров господствуют дайки, редко штоки, штокообразные и неправильные тела и межпластовые залежи. Длина даек 1,4 *км*, но чаще не превышает 200—400 *м*. Простирание их субширотное и северо-восточное (азимут простирания 10—40°).

Сусингенский массив (120 $км^2$) представляет собой межформационное тело (караваеобразное) с плоской подошвой и куполообразной волнистой кровлей, приуроченное к ядру одноименной антиклинали.

Возраст гипабиссальных малых интрузий Чаткала раннепермский (или пермо-карбоновый), что подтверждается и данными абсолютного возраста — 270—292 млн. лет. Сусингенский массив более древний —

средне-верхнекарбоновый, или верхнекарбоновый, хотя цифры абсолютного возраста представляются несколько заниженными: 220—285 млн. лет.

Размещение дайкового комплекса гранитоид-порфиров контролируется разрывными нарушениями запад-северо-западного простирания, а также участками их сопряжения. Интрузии гранитоид-порфиров слагают протяженные зоны и образуют дайковые поля. Они распространены преимущественно в краевых частях крупных гранитоидных массивов, главным образом в пределах поднятых блоков, переходят, однако, и в тектонические опущенные структуры. В районе выделяются Верхнечирчикская, Каратобинская, Темирташ-Ойгаингская, Верхнеугамская, Пейгак-Шабрезская, Мынтукумская, Саргардон-Карааарчинская, Тундукская и Акташская дайковые зоны, а также Еттизинданское и Верхнесандалашское дайковые поля. Ширина дайковых зон от 2 до 4 *км*, длина 6—10 до 15 *км*.

Гранитоид-порфиры прорывают гранодиориты, граниты Чаткальского, Ихначского и других интрузивов, сланцы, кварциты кембро-ордовика, песчаники верхнедевонского возраста и карбонатные осадки $Д_3$—$С_1$. Непосредственная кровля этих интрузий эродирована, в результате чего невозможно определить величину литостатического давления, при котором происходило становление малых интрузий. В отличие от этого менее глубокий срез Сусингенского интрузива (порядка 0,5—1,5 *км*), а также частичная сохранность пород кровли (карбонатные толщи намюрского и среднекаменноугольного возраста) позволяют реконструировать глубину становления этого массива (1—2 *км*) и принять с известной долей приближения величину литостатического давления равной (или превышающей) 300—550 *атм*.

Переходя к характеристике петрогенетических процессов, сопутствующих становлению описываемых интрузий, следует отметить, что комплексу гранитоид-порфиров, особенно продуктам его начальных фаз, свойственны отчетливые проявления ассимиляции на уровне становления. Отмечается и глубинная ассимиляция (в очаге и на пути внедрения) карбонатного, алюмосиликатного, а также смешанного типов.

Если экзоконтактовое воздействие малых интрузий на породы рамы незначительно (мощность контактовых преобразований достигает первых сантиметров, в более крупных телах — первых десятков сантиметров) и иногда сопровождается появлением альбит-эпидот-хлоритовых роговиков (альбит—хлорит—биотит, карбонат), то в Сусингенском массиве широко развиты породы роговообманково-роговиковой фации. Это позволяет принять начальную температуру внедрения магмы Сусингенского массива равной 850—900°. Известняки у контакта с интрузивом мраморизованы, скарнированы (гранат-пироксен, скаполит, кварц). Встречены обломки роговиков с гранатом, пироксеном, скаполитом, плагиоклазом, калинатровым полевым шпатом, амфиболом, кварцем и апатитом. Ширина зон экзоконтактовых новообразований варьирует от 100—150 *м* до 1,5—2,5 *км*, но наибольшие изменения отмечаются в полосе 10—30 *м*.

Эндоконтактовые процессы малых интрузий выражены гораздо отчетливее. Породы на контакте приобретают микролитовую, гипокристаллическую, стекловатую структуру базиса, резко возрастает количество вкрапленников роговой обманки, исчезают фенокристы биотита и кварца. В эндоконтактах даек гранодиорит- и адамеллит-порфиров структура базиса криптокристаллическая, микрофельзитовая, стекловатая и микролитовая. Ширина зоны закалки меняется в зависимости от

мощности даек от 0,2 до 1,5 *м*. Характерно уменьшение количества вкрапленников кварца и калинатрового полевого шпата. Наибольшая ширина эндоконтактовых оторочек (1—3 *м*) фиксируется в кислых дайках гранит-порфиров. Базис здесь стекловатый, микросферолитовый, микрофельзитовый, криптопойкилитовый, коэффициент порфировидности составляет 0,05—0,18.

Таблица 26

Количественно-минералогический состав некоторых гипабиссальных интрузий Чаткальской подзоны (по данным Усманова, 1962, Мезенцовой, 1951)

Интрузив, комплекс интрузий	Состав пород	Плагиоклаз	Калишпат	Кварц	Биотит	Амфибол	Пироксен	Акцессорные	Основная масса	Коэффиц. порфировидности
Пермский комплекс гранитоид-порфиров	Амфиболовые, биотитовые, кварцевые диоритовые порфириты	12	—	1	7,0	7,9—3	—	0,7	79,3	0,26
	Спессартиты, вогезиты	60,8	—	—		36,1		3,1	—	—
	Гранодиорит-порфиры	31,2	—	2	5,3	2,0	—	—	57,5	0,43—1,5
	Адамеллит-порфиры с гигантокристаллами калишпата	28	2,7	4,4	3,7	2,7	2,0	—	62,3	0,6—0,7
	Лейкократовые и сферолитовые гранит-порфиры с гигантокристаллами калишпата	7,2	2,5	19,2	3,8	—	—	—	44,8	0,11—0,34
	Фельзитовидный гранит-порфир	19,4	2,2	1,3	3,5	0,3	—	—	73,3	0,11—0,43
Сусингенский массив	Биотитовые граниты, плагиограниты	3,1	25	35	6	—	—	3,0	—	—
	Амфибол-биотитовые граниты	30	23	33	7	30	0,01	4,0	—	—
	Порфировидные гранодиориты	35	19	20	8	10	2	6,0	—	—
	Тоналиты	48	10	9	9	13	4	4	—	—

В эндоконтактах Сусингенского массива развита зона гранодиоритов-тоналитов шириной 1—4 *км*. Следующая к ядру массива зона мощностью 500—700 *м* сложена порфировидными адамеллитами. Центральная часть интрузива представлена среднезернистыми биотитовыми и амфибол-биотитовыми гранитами.

Данные по количественно-минералогическому составу описываемых интрузий приводятся в таблице 26.

Структура диоритовых порфиритов полифировая и афировая. Основная масса микролитовая, микроаллотриоморфнозернистая, микропойкилитовая.

В Сусингенском интрузиве структура биотитовых гранитов и плагиогранитов гранитовая и гранулитовая, среднезернистых биотит-амфиболовых гранитов — порфировидная, гранитовая, амфибол-биотитовых гранитов и адамеллитов — гранитовая, микропегматитовая, гранулитовая, гранодиоритов и тоналитов — порфировидная.

Таблица 27

Характеристика калинатровых полевых шпатов из гипабиссальных гранитоидов Чаткальской подзоны

Состав пород	– 2V, град.	⊥Nm : P⊥[001], град.	Приведенная формула	Оптическая упорядоченность	Пертиты	t°C	Структурно-оптический тип (предполагаемый)
Гранитоид-порфиры							
Гранодиорит-порфиры	83 70—73	7 15	$Or_{87}Ab_{13}$ $Or_{64-67}Ab_{33-36}$	$S_м = 0,25$ $S_{тр} = 0,10$	Микропертитовые	500 670— 750	Промежуточный ортоклаз-микроклин
Адамеллит-порфиры с гигантокристаллами калинатрового полевого шпата	46 81	6—9 17	$Or_{82}Ab_{18}$ $Or_{57}Ab_{43}$	$S_м = 0$ $S_{тр} = 0,9$		До 580 680—770	Высокий ортоклаз и максимальный микроклин
Гранит-порфиры с гигантокристаллами калинатрового полевого шпата	70—82	15—18	$Or_{84}Ab_{16}$ $Or_{60-68}Ab_{40-32}$	$S_м = 0,1$ $S_{тр} = 0,9$		500—600 660—720	
Фельзитовидные гранит-порфиры	72—76 82—83	8—11 13	$Or_{75}Ab_{25}$ $Or_{59}Ab_{41}$	$S_м$ до 0,2 $S_{тр}$ до 0,09	Распада и замещения	620 680—800	Промежуточный ортоклаз, крипторешетчатый микроклин
Сусингенский интрузив							
Биотитовые граниты, плагиограниты	82	8	$Or_{82}Ab_{18}$	$S_м = 0,2—0,3$		500	Низкий ортоклаз
Амфибол-биотитовые граниты	76	7	$Or_{90}Ab_{10}$	$S_{тр} = 0,15—0,2$		450	Промежуточный ортоклаз
Адамеллиты	70—80	7—8	$Or_{90-85}Ab_{10-15}$	$S_м = 0,1—0,2$		480	То же

Примечание. Оптические данные приведены по Ф. Усманову (1955) и Е. И. Мезенцовой (1951)

В гипабиссальных малых интрузиях Чаткала преобладает ортоклаз с низким содержанием альбитовой молекулы (10—25%) и малой степенью оптической упорядоченности ($\Delta S = 0{,}3$). Близкими составом и упорядоченностью характеризуется калинатровый полевой шпат из гранитоидов Сусингенского интрузива (табл. 27).

В гранитоид-порфирах наряду с вкрапленниками отмечаются и гигантокристаллы крипторешетчатого и максимального микроклина и ортоклаза с оптической упорядоченностью $\Delta S = 0{,}9$ и повышенным содер-

Таблица 28

Оптические свойства плагиоклазов гипабиссальных интрузий Чаткала

Порода	Состав и зональность плагиоклаза	2V, град.	Степень упорядоченности	Тип оптики
Малые интрузии Чаткала				
Диоритовые порфириты, лампрофиры	Зональный, от № 37—45 до № 57—69	+73 — +85	0,2—0,6	Высокотемпературный
Гранодиорит-порфиры, адамеллит-порфиры	Зональный, от № 23—35 до № 43—53	+76 — +88	0,2—0,6	Промежуточный
Гранит-порфиры	Слабозональный и незональный, № 31—39	+72 — +84	0,7—1,0	Низкотемпературный
Сусингенский интрузив				
Адамеллиты, гранодиориты	Незональный и слабозональный, № 30—36	−80 — ±90	0,5—0,6	Промежуточный
Граниты, плагиограниты	Незональный, № 5—13	±90	0,65	То же

Примечание. Состав плагиоклазов и величины 2V приведены по Ф. Усманову.

жанием альбитового компонента (32—41%). Наиболее высокая температура (660—800°) характеризует сокристаллизацию ранних выделений калишпата и плагиоклаза в малых интрузиях.

Изучены состав, зональность, упорядоченность и температурный тип оптических свойств плагиоклазов из гипабиссальных интрузий Чаткала (табл. 28). Биотиты изучены недостаточно.

Низкое содержание скандия (5 *г/т*) в слюдах из порфировидных адамеллитов Сусингенского интрузива (по данным В. В. Козырева и др., 1968) позволяет принять температуру кристаллизации биотитов равной 850—820°.

Роговая обманка из описываемых массивов охарактеризована только данными замеров оптических констант на столике Федорова. Она может быть определена как обыкновенная (зеленая) роговая обманка с $c : Ng$ от 12 до 26° и $-2V = 50—88°$, $Ng—Np = 0{,}02—0{,}025$. Ориентировочные величины железистости амфиболов, полученные по диаграмме Дж. Дира, варьируют в пределах 30—50 мол.%.

Е. И. Мезенцовой в тоналитах Сусингенского интрузива описан также моноклинный пироксен с $c : Ng = 30—40°$, $Ng—Np = 0{,}025$ и $+2V = 50°$, отнесенный к авгиту. Более редок здесь эгирин-авгит с $c : Ng = 72°$, $+2V = 88°$, $Ng—Np = 0{,}045$.

Особенностью химического состава гипабиссальных гранитоидов (табл. 29), по данным Ф. Усманова (1962) и Е. И. Мезенцовой (1951),

является направленное уменьшение коэффициента окисленности железа от пород ранних фаз рассматриваемых интрузивов к поздним, что отличает гипабиссальные интрузии Чаткала от мезоабиссальных. Для комплекса гранитоид-порфиров величина F меняется от 0,97 до 0,46, а для Сусингенского интрузива от 4,65 до 0,6.

Последовательное уменьшение величины F от гранитоид-порфиров ранних фаз к поздним отмечается также и в малых интрузиях Кураминской подзоны, что четко отличает гипабиссальные интрузии Узбекистана от мезоабиссальных и может быть объяснено обратной корреляцией

Таблица 29

Химический состав гипабиссальных гранитоидов (по данным Усманова, 1962, Мезенцовой, 1951)

Окислы	Гранитоид-порфиры						Сусингенский массив	
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	57,86	54,00	62,40	68,68	70,76	74,49	71,00	67,37
TiO_2	0,73	0,78	0,43	0,31	0,20	0,12	0,48	1,08
Fe_2O_3	3,53	2,55	2,04	1,04	0,79	0,51	3,20	1,80
Al_2O_3	16,85	17,18	15,76	15,38	15,38	14,18	12,40	15,77
FeO	4,68	2,87	2,97	2,19	1,63	1,17	1,42	2,90
MnO	0,18	0,16	0,11	0,15	0,08	0,08	0,05	0,05
MgO	3,23	1,78	1,78	1,15	0,64	0,37	0,60	1,30
CaO	4,72	4,11	4,11	2,73	2,09	0,71	2,50	3,30
Na_2O	3,83	3,64	3,64	3,42	4,13	4,02	2,73	4,39
K_2O	3,54	3,38	3,38	4,49	3,70	4,90	4,39	1,56
H_2O	1,76	2,14	1,37	1,16	0,80	0,87	0,43	0,52
P_2O_5	0,28	0,45	0,20	0,08	0,12	0,18	0,06	0,12
CO_2	—	—	—	0,05	—	0,12	0,2	0,12
F	0,97	0,74	0,68	0,47	0,49	0,46	2,25	0,6
$K_ф$	1,40	0,61	1,14	0,95	1,24	1,25	5,33	1,38

Примечание. 1—диоритовые порфириты, ср. из 7 ан., 2—лампрофиры, ср. из 10 ан., 3—гранодиорит-порфиры, ср. из 9 ан., 4—адамеллит-порфиры, ср. из 8 ан., 5—гранит-порфиры, ср. из 19 ан., 6—фельзитовидные гранит-порфиры, ср. из 4 ан., 7—биотит-амфиболовый гранит, ср. из 14 ан., 8—адамеллиты, ср. из 9 ан.

между величинами F и содержанием SiO_2 в породе ($r=-0{,}351$, $r_{5\%}=0{,}22$), а также падением окислительного потенциала кислорода в породах поздних фаз.

Средневзвешенный химический состав малых интрузий Чаткала по данным 57 анализов таков (вес. %): SiO_2—65,00, TiO_2—0,28, Al_2O_3—15,86, FeO — 2,71, MgO — 1,91, MnO — 0,12, CaO — 3,87, Na_2O — 3,72, K_2O — 3,60. В отличие от Кураминской подзоны показательно преобладание в составе пород Na_2O над K_2O.

Нормативный состав гипабиссальных интрузий приводится в таблице 30.

Большинство рассмотренных гипабиссальных гранитов и адамеллитов кристаллизовалось из магмы некотектического состова. В закаленных зонах этих интрузий часто отсутствуют вкрапленники кварца или полевого шпата, иногда те и другие вместе. Фигуративные точки гранитоидов на диаграмме альбит—ортоклаз—кварц размещаются в непосредственной близости от изобары $P_{H_2O}=500$ *атм*. Завершающая стадия кристаллизации из расплава кварц-полевошпатовой части пород комплекса гранитоид-порфиров происходила при температуре 700—650° и ниже.

Таблица 30

Нормативный состав гипабиссальных интрузий

Состав пород	Нормативный состав		P_{H_2O} (*атм*) на месте стабилизации	P_{H_2O} (*атм*) интрателлурических выделений	Температура кристаллизации салической части пород, град.
	без учета интрателлурических вкрапленников	по валовому составу			
Гранитоид-порфиры					
Адамеллит-порфиры	$Ab_{23}Or_{31,5}Q_{45,5}$		Менее 500		Около 750
Гранит-порфиры I	$Ab_{16,4}Or_{40,5}Q_{43,1}$	$Ab_{47,5}Or_{33,0}Q_{19,5}$	500	Более 4000	700
Гранит-порфиры II	$Ab_{37,8}Or_{23}Q_{39,2}$		600		700
Сусингенский массив					
Биотитовые граниты	—	$Ab_{23,5}Or_{32}Q_{44,5}$	Менее 500	—	Более 750
Биотит-амфиболовые граниты	—	$Ab_{28}Or_{29}Q_{43}$	Менее 500	—	Более 750

Таблица 31

Распределение элементов-примесей в гипабиссальных интрузиях Чаткальской подзоны

Гранитоиды	Элементы-примеси, *г/т*					
	Li	Rb	Cs	Pb	Zn	U
Малые интрузии Чаткала:						
диориты				10	57	—
лампрофиры				24	60	—
гранодиорит-порфиры				15	10	—
	13,8	122	8			—
адамеллит порфиры				60	12	—
гранит-порфиры I				45	3	—
гранит-порфиры II				10	—	—
Сусингенский интрузив	$\overline{X}=27$ $S^2=57$			$\overline{X}=12$ $S^2=20$	$\overline{X}=47$ $S^2=320$	$\overline{X}=1,9$
Адамеллиты	$V=0,28$	$\overline{X}=140$	?	$V=0,37$	$V=0,38$	

Гранитоиды	Элементы-примеси, *г/т*			Отношения		
	Th	Nb	Ta	$\frac{Nb}{V}$	$\frac{Pb}{Zn}$	$\frac{U}{Th}$
Малые интрузии Чаткала:						
диориты	—			0,26	0,176	—
лампрофиры	—			0,17	0,58	—
гранодиорит-порфиры	—			0,26	1,50	—
	—	18	8			
адамеллит-порфиры	—			0,60	5,0	—
гранит-порфиры I	—			1,80	15	—
гранит-порфиры II	—			3,0	—	—
Сусингенский интрузив	$\overline{X}=35$	$\overline{X}=21$ $S^2=0,45$	$\overline{X}=2,2$ $S^2=1,16$		$=0,25$	0,05
Адамеллиты		$V=0,32$	$V=0,49$			

Примечание. Материалы приведены по данным Ф. Усманова (1962), Е. М. Мезенцовой (1951), В. В. Козырева и др. (1968).

В Сусингенском массиве перегретая магма остывала на уровне становления до температуры, несколько превышающей или равной 750°, затем происходила кристаллизация главной массы салических минералов. Начальная температура расплава гранитоидов Сусингенского массива на уровне становления, судя по появлению бипирамидальных форм пирогенного кварца, выше 800°, что подтверждается и характером экзоконтактового метаморфизма.

Рассмотрим некоторые геохимические особенности гипабиссальных интрузий Чаткала (табл. 31). Комплекс гранитоид-порфиров геохимически специализирован на свинец, тантал и обеднен литием, рубидием, цезием. Адамеллитты Сусингенского интрузива характеризуются повышенным фоновым содержанием Fe, Th и пониженным — Pb, U, Ta. В целом для гипабиссальных гранитоидов Чаткала свойственно пониженное фоновое содержание большинства рассмотренных элементов-примесей.

Ниже приводится характеристика акцессорной минерализации гипабиссальных интрузий Чаткала, изученной В. В. Козыревым и др. (1968), Ф. У. Усмановым (1962), К. У. Урунбаевым (1958—1967) и др.

Общее число видов акцессорных минералов в гранитоидах невелико: 7—19, чаще всего 10—12. Из них на долю окислов приходится 4—7, кальциевых акцессорных минералов — 3—5, силикатов — 1, фосфатов редких земель и тантало-ниобатов — 0—2, сульфидов — 2, сульфатов — 0—1. По характеру ведущих акцессорных минералов гранитоиды могут быть отнесены к магнетит-апатит-цирконовой ассоциации.

Содержание ведущих акцессориев (*г/т*): магнетит — 2000—28750, апатит — 300—1200, сфен — до 3615, циркон — 30—485, рутил — 0,5—1, 2, ильменит—до 2362,3, флюорит — 3—13, в малых количествах иногда присутствуют ортит, шеелит, фергусонит, брукит, анатаз, монацит, корунд, циртолит, везувиан, ставролит, гранат, барит, гематит, мартит. Акцессорные сульфиды содержатся в непостоянном количестве: халькопирит — до 100 *г/т*, пирит — 366—720, арсенопирит — 0,2 *г/т*.

В целом парагенезис акцессориев в гипабиссальных интрузивах Чаткала резко обеднен простыми силикатами и фосфатами редких земель, а также тантало-ниобатами и сильно обогащен окислами — магнетитом и ильменитом.

С учетом величины литостатического давления пород кровли (более или равно 270—550 *атм*), а также полученных величин P_{H_2O} = 500—600 *атм*, глубину становления гипабиссальных интрузий Чаткальской подзоны можно принять равной 1—2 *км*.

Глава IV

ФАЦИИ ГРАНИТОИДОВ КУРАМИНСКОЙ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЙ ПОДЗОНЫ

Кураминская подзона, по представлениям ряда авторов (Попов, 1938; Аделунг, 1958; Абдуллаев, 1963; Борисов, 1970; и др.), входит в состав Срединного Тянь-Шаня.

Главнейшие особенности магматизма подзоны сводятся к следующему. Процессы магматизма в Кураме укладываются в промежуток времени от нижнего девона до нижнего триаса включительно.

Здесь преимущественно развиты адамеллит-гранодиоритовые, андезитовые формации при подчиненном значении гранитовых, щелочных и субщелочных образований. Почти отсутствуют гипербазиты. По данным О. М. Борисова (1970), весь объем пород в герцинском подэтаже Кураминской подзоны составляет 1327900 $км^3$, причем на долю осадочно-метаморфических формаций $Д_2+С_1$ приходится 32594 $км^3$, а на долю магматических — 134125 $км^3$, из них вулканогенные породы $С_1—С_2$ составляют 51925 $км^3$, гранитоидные (в том числе и субвулканические, вулканогенные) формации — 70043 $км^3$. Таким образом, выводы большинства авторов о высокой магмонасыщенности Кураминской подзоны подтверждаются.

По данным О. М. Борисова (1970), объем основных слоев земной коры в Курамино-Ферганской подзоне составляет 13773600 $км^3$ (табл. 32).

Одной из существенных особенностей гранитоидного магматизма Курамы является его малоглубинный характер: большинство гранитоидных интрузий формируется в интервале от 3—3,5 до 1—0,5 *км*.

Кураминская подзона представляет собой типичную вулкано-плутоническую провинцию (Раджабов и др., 1962), в которой выделяются вулкано-плутоны, вулкано-плутонические формации и вулкано-плутонические ассоциации. По мнению некоторых авторов, Каржантау-Кураминские горы являются составной частью вулкано-плутонического пояса, заложенного по периферии Фергано-Кураминского срединного массива[1]. Пограничное положение этой структуры является одной из причин высокой магмонасыщенности.

Для Кураминской подзоны в целом характерно мозаично-блоковое строение, обусловленное развитием структур типа горстов, грабенов, прогибов и вулкано-тектонических депрессий.

---

[1] По данным ГСЗ, гравиметрии (Бутовская, 1971) и характеру магматизма, Кураминская подзона отчетливо отделяется от Приташкентского района и Ферганы. Естественно, нет оснований рассматривать их совместно в составе единого срединного массива.

По В. А. Арапову (1965), в Кураминской подзоне выделяются Алмалыкская, Алтынтопканская, Курусай-Джангалыкская, Такелийская грабен-синклинали и Гавасайский синклинальный прогиб, выполненные осадочно-вулканогенными породами андезитовой, дацит-андези-

Таблица 32

Объем основных слоев земной коры Кураминской подзоны (Борисов, 1970).

Наименование слоев	Площадь, $км^2$	Средняя мощность, $км$	Объем, $км^3$	% к общему объему
Мезокайнозойский чехол	318200	1,5—6	612300	4,6
„Гранитный" слой				
Палеозойский фундамент	318800	6	1916800	13,9
Рифейский покров	354200	3	1072600	7,7
Гранито-гнейсовое-архей--нижнепротерозойское основание	354200	11	3896200	28,2
„Базальтовый" слой				
Гранулито-эклогитовый цоколь	354200	18	627500	45,6
Итого	354200	42	13773600	100

товой и липаритовой формаций. Главная масса вулканогенных пород подзоны концентрируется в ряде мульд проседания: Ташкескенской,

Таблица 33

Схема магматизма Кураминской подзоны

Цикл	Этап тектоно-магматического цикла	Ряды формаций	
		интрузивный	вулканогенный
Герцинский	Постконсолидационный	Диабазово-гранитовый (P_2—T_1) Габбро-монцонит-гранитовый (P_{1-2})	Щелочных базальтов (T_1) Липаритовый (P_2—T_1)
	Поздний	Гранит-аляскитовый (P_2—T_1) Диорит-гранодиорит-гранитовый (порфировый) (P_{1-2}) Габбро-монцонит-сиенитовый (P_1)	Липарит-андезит-трахиандезитовый (P_1)
	Средний	Диорит-гранодиорит-гранитовый (C_1—C_2)	Андезит-дацитовый (C_2—C_3) Липарит-андезитовый (C_2—C_3) Дацит-липарито-трахилипаритовый (C_1—C_2) Липарит-андезитовый (C_1)
Неокаледонский	Ранний	Аляскит-гранитовый (Д)	Липарит-андезитовый ($Д_{1-2}$)
Каледонский	Ранний	?	Спилито-диабазовый (О—S)

Адрасманской, Лашкерекской, Камчикской и др. В тесной пространственной связи с вышеуказанными структурами находятся субвулканические, экструзивные и жерловые образования, нередко окаймляющие мульды.

Наряду с депрессионными структурами в Кураминской подзоне выделены горст-антиклинали (Южно-Карамазарская, Центрально-Карамазарская и Северо-Карамазарская, Моголтауская, Окуртауская), горсты и поднятия (Северо-Алмалыкское и Калканатинское поднятия, Восточно-Кураминская группа тектонических блоков). Основная площадь их сложена гранитоидами среднего (инверсионного) и позднего (постинверсионного) этапов герцинского цикла, а также продуктами активизации.

Обобщенная схема магматизма Кураминского региона, составленная Г. Абдурахмановым, А. С. Макаровым, В. И. Айзенштатом, И. М. Богомольным, Т. Н. Далимовым и др., приводится в таблице 33.

Мезоабиссальная фация

Подавляющее большинство мезоабиссальных интрузий локализовано в ядрах антиклинальных и брахиантиклинальных структур преимущественно субширотного простирания. В частности, мезоабиссальные интрузии юго-западных отрогов Чаткальского хребта (Акчинский, Шавасский, Башкызылсайский, Верхнешавасский и др.) трассируют зону Сукок-Заркентского поднятия. В Кураминском хребте Западно-Карамазарский батолит приурочен к ядру одноименного антиклинория, а его сателлиты располагаются в пределах Северо-Карамазарской горст-антиклинали. Наряду с этим отмечается значительная группа интрузивов, которые контролируются разломами. В частности, Чаткало-Ангренский плутон площадью 640 *км*^{2} прорывает отложения $Д_3$—C_1 и вытянут вдоль Кумбель-Арашанской тектонической зоны в субширотном направлении.

В юго-западных отрогах Чаткальского хребта Верхнешавасский массив контролируется также зоной Южно-Чаткальского (Каранкольского) разлома, Карабашский массив приурочен к месту сочленения двух взаимно пересекающихся разломов и т. д. Устанавливается четкая зависимость глубинности гранитоидов Кураминской подзоны от возраста (рис. 19). Таким образом, становится очевидным, что тектоническое положение интрузий определяется в первую очередь двумя факторами: складчатыми структурами и разрывными нарушениями.

По имеющимся данным, мезоабиссальные интрузии образуют сложнопостроенные дискордантные плутоны, крупные штоковидные тела с различными углами залегания. В этом регионе большинство тел приурочено к границам структурно-литологических подразделений (между Pz_1 и $Д_1$, внутри отложений Д—C_1), образуя сложные межформационные лакколиты (Борисов, 1970).

Обычная вытянутость лакколитов вдоль разломов указывает на возможную связь их с каналами трещинного типа. Лакколитоподобное строение Чаткало-Ангренского батолита отмечали В. И. Попов и А. С. Аделунг. В целом, по их мнению, этот батолит напоминает ноздреватый гриб (фунгулит), снабженный несколькими подводящими каналами. Лакколитообразная форма тел, их небольшая глубина, многоярусность описаны И. Х. Хамрабаевым и др. (1971).

Мелкие тела (преимущественно более поздних фаз) представляют собой «диапировые», силлоподобные, гребневидные, дайко-и штокообразные залежи (Ахмеджанов, 1971).

Возраст мезоабиссальных интрузий Кураминской подзоны колеблется от 286 до 312 млн. лет, что соответствует среднему, возможно

(Карабауский[1], Западно-Карамазарский, Башкызылсайский, Верхнешавасский массивы), верхнему карбону.

Исследователи вплоть до 50-х годов считали, что вулканогенные образования на этой территории свойственны эпохам покоя, либо спокойного тектонического опускания, а интрузивная деятельность — периодам поднятия и тектонической активности. Эта точка зрения является дальнейшим развитием идей О. Б. Андерсона и Дж. Кеннеди (1938) о полной автономности в пространстве и во времени вулканической и плутонической деятельности. Впервые на более тесные связи интрузивных и вулканических процессов обратили внимание Х. М. Абдуллаев и Ф. Ш. Раджабов (1958—1960). Они считали, что наличие петрохимических и петрографических эквивалентов интрузий среди вулканитов имеет глубокий генетический смысл. Это подтверждается также близостью их возраста, а в ряде случаев — структурно-геологической позицией. Ф. Ш. Раджабов (1962, 1965) высказал мысль о существовании синхронных вулкано-плутонических пар: гранодиорит-дацит, гранит-липарит и др. Эта идея развивается Ф. Ш. Раджабовым, В. А. Араповым, авторами (1965, 1969), которые основываясь исключительно на возрастной и вещественной близости продуктов интрузивного магматизма и вулканизма, на территории Кураминской подзоны выделили следующие вулкано-плутонические формации: намюр-нижнебашкирскую, средне-верхнекарбоновую, пермскую, пермо-триасовую.

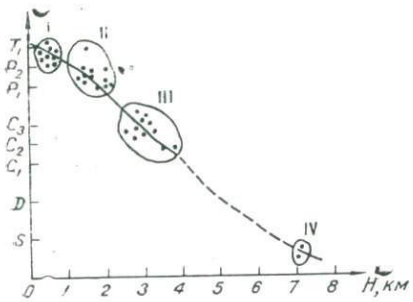


Рис. 19. График зависимости возраста интрузий Кураминской подзоны от глубины их становления.

I — поле субвулканических тел; *II* — гипабиссальных; *III* — мезоабиссальных; *IV* — абиссальных (?) (Каракчинский интрузив) тел.

Ввиду отсутствия постепенных переходов в C_1—C_2 и C_2—C_3 формациях, иногда наличия гальки «синхронных» гранитоидов в базальных конгломератах вулканогенных свит, прорывания гранитоидами своих вулканических эквивалентов, отдельные авторы возражают против выделения вулкано-плутонических формаций. Однако здесь необходимо учитывать форму связи интрузивных и эффузивных образований. Как и в ряде других областей СССР (Чукотка, Дальний Восток, Буреинский массив), ранние стадии развития этого региона характеризуются автономностью вулканических и интрузивных процессов, приводящих к образованию самостоятельных формаций. В средние стадии развития общность обеих форм магматической деятельности проявляется лишь в единстве источников внедрения, что приводит к формированию вулканогенных и интрузивных образований, близких во времени, но разделенных между собой незначительными несогласиями[2]. Связь между обеими формами магматической деятельности в данном случае определяется как парагенетическая. С этой точки зрения среднекарбоновая вулкано-плутоническая формация может рассматриваться как «комагматический комплекс» или совокупность вулканических и плутонических образований, связанных между собой парагенетически.

[1] По последним данным, аляскиты Карабауского массива имеют более древний (догерцинский) возраст, так как постепенно переходят в нижнепалеозойские сланцы.

[2] Переоценка роли несогласий в изучении вулканических формаций приводит к выделению значительного количества свит, «обилие» которых свидетельствует об их бесполезности.

В заключительную стадию развития (поздние этапы) рассматриваемого срединного массива формируются породы, связанные не только общностью очагов внедрения, но и многочисленными переходами от эффузивной фации к интрузивной. Эту форму связи мы предлагаем назвать генетической, а выделенные формации отнести к разряду вулкано-плутонических (пермская, пермо-триасовая вулкано-плутонические).

Таким образом, намечается определенная эволюция форм взаимоотношения эффузивов и интрузивных пород в ходе развития отдельных районов — от их полной автономности (в ранние стадии) через парагенетическую связь (в средние стадии) к генетической (в поздние стадии развития).

Степень развития петрогенетических процессов. Мезоабиссальные интрузии Кураминской подзоны характеризуются широким развитием петрогенетических процессов: ассимиляции и в незначительной степени гранитизации, а также эманационной дифференциации. Ассимиляционные процессы, протекающие в связи с мезоабиссальными интрузиями, могут быть подразделены на следующие типы: краевую, глубинную и на уровне стабилизации массивов, а по составу вмещающих пород — на алюмосиликатную, карбонатную и железо-магнезиальную.

Работами Х. М. Абдуллаева (1952—1960), Ф. Ш. Раджабова (1964), И. М. Мирходжаева (1966) и др. установлено, что появление габбро-гранодиорит-гранит-аляскитового ряда в значительной мере обусловлено процессами ассимиляции при подчиненной роли дифференциации преимущественно в очаге.

Схизолиты в рассматриваемых интрузиях распространены довольно широко. В целом состав даек разнообразный: аплиты, пегматиты, лампрофиры, лейкократовые граниты, гранит-порфиры и др.

Аплиты резко преобладают над дайками других составов. Они имеют мощность 0,5 *м* и более, жилообразную форму и встречаются нередко как оторочки вокруг пегматитов (Карабашский массив).

Пегматиты встречаются в виде жил небольшой мощности (жилообразные, шлировые и миаролевые, редко инъекционные разности). Нередко постепенно переходят в аплиты. Величина отношения аплитов к пегматитам колеблется от 3 : 1 до 20 : 1.

Экзоконтактовый метаморфизм мезоабиссальных интрузий проявлен довольно широко (табл. 34). В большинстве гранитоидов этой фации в известняках развиваются скарнирование и мраморизация (гранат-пироксеновые скарны Моголтау, Карамазарского плутона и т. д.), а на контакте со сланцами — гранито-гнейсы с повышенным содержанием SiO_2 и ортогнейсы (Карабауский массив).

Эндоконтактовые преобразования характеризуются в этих массивах проявлением полосы гибридизированных пород, часто с повышенной щелочностью.

В Карамазарском (Табошарском) интрузиве на контактах со сланцами гранодиориты переходят в биотитовые диориты, а на контакте с известняками наблюдается развитие амфиболовых, кварцевых диоритов, реже монцонитов (отраженная щелочность). В Акчинском массиве вблизи сланцев граниты переходят в гранодиориты с гнейсовидной, нередко порфировидной текстурой; содержание биотита и амфибола резко повышается.

В Карабашском массиве зона гибридных образований у контакта со сланцами достигает мощности более 50 *м*. В породе увеличивается содержание кварца, плагиоклаза, наблюдаются переходы в плагиограниты гнейсовидной текстуры. Структура пород в эндоконтакте мелко-

зернистая и порфировая. В зоне непосредственного эндоконтакта фиксируются диоритовые порфириты с вкрапленниками пироксена и повышенным содержанием магнетита. В Шавасском массиве граниты в эндоконтакте переходят в мелкозернистые порфировидные и порфировые разности, у контакта со сланцами породы становятся меланократовыми, а вблизи известняков появляются пироксеновые габброиды. На контакте с порфиритами акчинской свиты биотитовые граниты Верхнешавасского массива приобретают порфировидную структуру и переходят в гранодиориты и далее в амфиболовые кварцевые диориты.

Башкызылсайский массив гранодиоритов и гранитов в эндоконтакте с известняками характеризуется появлением гранодиорит-порфиров,

Таблица 34

Экзоконтактовый метаморфизм пород мезоабиссальной фации Кураминской подзоны

Массив	Фация экзоконтактового метаморфизма	Парагенезис минералов	Ширина, *м*	Температура магмы, °С
Западно-Карамазарский батолит	Роговообманково-обманковая	Пл+Кпш+Би+Амф+ +Гр+Кв	35—40	750—850
Башкызылсайский	Альбит-эпидот-роговиковая	Кв+Хл+Эп+альбит+ +Лим+Кпш	10—15	660—730
Шавасский	Роговообманково-роговиковая	Пл+Кпш+Би+Амф+ +Хл+Эл	20—30	700—850
Карабауский	Альбит-эпидот-роговиковая	Кв+Би+Хл+альбит	25—30	660—730
Карабашский	Низы роговообманково-роговиковой	Пл+Кпш+Амф+Би+ +Кв+Хл+Эп+магнетит	150—200	?
Акча-Шавасский	Альбит-эпидот-роговиковая	Хл+Эп+альбит+ +Карб+Кв	20—30	660—730
Акчинский	Роговообманково-роговиковая	Би+Кв+альбит+магнетит+Кпш	100—150	680—700

а вблизи более древних изверженных пород — биотитовых микрогранитов и гранит-порфиров, повсеместно в направлении к контакту увеличивается содержание биотита в породе, растет основность плагиоклаза (от 35% Ап до 50% Ап). Ширина зоны эндоконтактовых изменений достигает нескольких сот метров.

Текстура эндоконтактовых пород такситовая, гнейсовидная. В порфировидных адамеллитах кызылсайского типа эндоконтактовая зона (0,5—2 *м*) соответствует микрограниту до аляскита.

Для большинства мезоабиссальных гранитоидов Кураминской подзоны характерны крупно-среднезернистые, порфировидные, редко гнейсовидные и такситовые текстуры. Структура пород полнокристаллическая, гранитовая, реже монцонитовая. В ряде неглубоко вскрытых массивов и в их краевых частях фиксируется микрографическая структура. Значительно реже, главным образом в интрузивах с глубоким эрозионным срезом (Карабашский, Шавасский, Карабауский), встречаются мирмекиты.

Отдельность пород глыбовая, реже параллелепипедальная, матрацевидная и шаровая.

По минеральному составу мезоабиссальные интрузии Курамы представлены в основном гранодиоритами и адамеллитами. Значительно меньший объем приходится на долю аляскитов и пород диоритового

состава. В названных породах встречаются плагиоклаз, калинатровый полевой шпат, кварц, биотит, амфибол, спорадически пироксен. На характеристике особенностей состава этих минералов остановимся ниже.

Калинатровый полевой шпат в породах мезоабиссальной фации Кураминской подзоны изучен на примере Западно-Карамазарского, Гава-Чадакского (Кураминский хребет), Акчинского, Шавасского и других массивов юго-западных отрогов Чаткальского хребта. Содержание калинатрового полевого шпата изменяется от 0—5% — в кварцевых диоритах до 36—40% — в аляскитах, от 18 до 30% — в гранитах и гранодиоритах.

По мере покисления пород в составе калинатрового полевого шпата уменьшается содержание альбитового компонента (32—35% — в диоритах; 27,6—31,7% — в гранодиоритах и 23—24% — в аляскитах, табл. 35).

Анализ приведенных данных показывает, что калинатровый полевой шпат соответствует чаще всего высокому промежуточному криптопертитовому ортоклазу, в аляскитах — максимальному крипторешетчатому микроклин-пертиту. Среди рассматриваемых пород иногда встречается триклинный промежуточный ортоклаз. Установлено, что температура кристаллизации калинатрового полевого шпата гранитоидов в диоритах составляет 650—730°, в гранодиоритах — 600—750°, чаще 660—700°, в гранитах — 600—660°, в аляскитах — 550—600°. Таким образом, температура кристаллизации калинатрового полевого шпата в породах более кислого состава уменьшается.

Плагиоклаз также является существенной частью мезоабиссальных гранитоидов. Содержание его в диоритах составляет 42—53%, в гранодиоритах — 33—48%, в гранитах — 20—30% и в аляскитах — до 15—21%. В ряду пород от диоритов к аляскитам зональность свойственна, как правило, плагиоклазам из пород ранних фаз более основного состава (диориты, гранодиориты), тогда как в заключительных фазах зональные плагиоклазы встречаются реже, либо вовсе отсутствуют (табл. 36). Как показывает практика замеров ориентировки оптической индикатриссы в плагиоклазах федоровским методом, в гранитоидах Кураминской подзоны наряду с распространением двойников по $\perp(010)$, [001] законам наиболее часто встречается двойникование по $\frac{\perp(100)}{(010)}$, что является, по-видимому, региональной особенностью плагиоклазов, пока еще недостаточно изученной.

Диориты характеризуются высокотемпературным типом оптики при незначительном распространении низкотемпературных типов. В гранодиоритах доминируют низкотемпературный и промежуточный типы оптики плагиоклазов, а в гранитах и аляскитах главным образом развиты низкотемпературные плагиоклазы. С помощью плагиоклаз-калишпатового и амфибол-плагиоклазового термометров Т. Барта, И. Д. Рябчикова и Л. Л. Перчука для гранитоидов Акчинского, Карабашского, Шавасского и Карамазарского интрузивов получены следующие вариации температур кристаллизации плагиоклазов: в диоритах — 620—750°, до 800°, в гранодиоритах — 650—700°, в аляскитах 550—600°. Ориентировочно можно наметить для устойчивости высокотемпературных плагиоклазов интервал в 700—750° и выше, для промежуточного и низкотемпературного типов оптики — 700—600° и ниже.

Плагиоклазы диоритов включают в себя наряду с высоко- и промежуточноупорядоченными (ΔS соответственно 0,8—1 и 0,5—0,8) плагиоклазами и слабоупорядоченные ($\Delta S = 0{,}5$ и менее) разности.

Таблица 35

Состав и структурные особенности калинатровых полевых шпатов

Интрузив	Диориты						Гранодиориты						Граниты					Аляскиты				
	Ab, %	$-2V$, град.	$S_м$	$t°$, град.	элементы-примеси, г/т	Тип	Ab, %	$-2V$, град.	$S_м$	$t°$, град.	элементы-примеси, г/т	тип	Ab, %	$-2V$, град.	$S_м$	$t°$, град	тип	Ab, %	$-2V$, град.	$S_м$	$t°$, град.	тип
Карабашский	30—37	71	0,67	640—730	Rb=124	Высокий промежуточный ортоклаз-криптопертит	35—45	70	0,65	660	Rb=167	Высокий промежуточный ортоклаз-криптопертит	—	—	—	—	Промежуточный высокий ортоклаз-криптопертит	23—25	88	1,0	600	Крипторешетчатый-максимальный микроклин-пертит (?)
Акчинский	32—33	78	0,85	650—700	—		30—33	70	0,65	650—700			—	—	—	—		20,5	82,0	0,97	580—600	
Шавасский	—	85	—	—	—		38—43	52—72	0,2—0,7	650—670	—		—	—	—	—		—	88	—	—	
Карабауский	—	—	—	—	—		17—18	71	0,68	640—660	—		—	—	—	—		—	—	—	—	
Верхнешавасский	—	—	—	—	—		28—32	72	0,70	600—680	—		48	84	1,0	620—660						
Западно-Карамазарский	—	—	—	—	—		22—32	68—81, чаще 73—78	0,73—0,86	600	Li=1,2 Rb=190 Cs=3,3 Sr=500 Be=1,2 Pb=40 Ba=2300		22—32 до 40	69—70	0,6 0,8	650		25—28	78—71	0,72—0,1	500—530	
Моголтауский (Музбекский)	—	—	—	—	—		40	60	0,9	660—770	—		—	—	—	—		—	—			
Чадак-Ангренский Ашаба-Чадакский							37	73	0,73	650—750			34—42	72—84	0,71	570—660						

Таблица 36

Состав и свойства плагиоклазов из пород мезоабиссальной фации Кураминской подзоны

Массив	Диориты				Гранодиориты				Граниты				Аляскиты			
	состав (An%)	зональность	ΔS	тип оптики	состав (An%)	зональность	ΔS	тип оптики	состав (An%)	зональность	ΔS	тип оптики	состав (An%)	зональность	ΔS	тип оптики
Карабашский	50—60	Слабо зонален	0,7—0,8	ВТ	30—48	Зонален	1,0	НТ	10—20	Слабо зонален	1,0	НТ	—	—	—	—
Акчинский	36—58	Зонален	1,0	НТ	28—43	Не зонален	0,8	ПТ	—	—	—	—	10—20	—	0,7—0,8	ПТ
Шавасский	40—63	То же	0,5—0,7	ВТ	30—45	Зонален	0,8	ПТ	20—29	—	0,8	НТ	10—29	—	0,8	НТ
Карабауский	35—47	„	—	—	28—40	То же	1,0	НТ	—	—	—	—	12—15	Не зонален	—	—
Башкызылсайский	—	—	—	—	28—42	„	0,78—0,8	НТ	—	—	—	—	—	—	—	—
Западно-Карамазарский	—	—	—	—	30—49	Слабо зонален	0,68—0,8	ПТ ВТ	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. ВТ — высокотемпературная оптика; НТ—низкотемпературная; ПТ — промежуточная. ΔS — степень упорядоченности.

В гранодиоритах, гранитах и аляскитах плагиоклазы, как правило, высокоупорядоченные ($\Delta S = 0{,}8—1$).

Биотиты составляют существенную часть гранитоидов Кураминской подзоны. Они изучены (Урунбаев, 1964—1970; Алиев, 1967) в Карабашском, Акчинском, Шавасском, Башкызылсайском и Карабауском интрузивах. В изученных гранитоидах биотит слабо двуосен ($2V = 8—12°$). Двупреломление варьирует от 0,021 до 0,045. Во включениях встречаются магнетит, ильменит, циркон, сфен, ортит и монацит.

Слюды Кураминской подзоны относятся к истонит-сидерофиллитовому ряду с преобладанием сидерофиллита (лепидомеланы, по В. Е. Трегеру, 1968). С помощью известных методов термометрии для характеризуемых слюд получены довольно высокие значения температуры кристаллизации — 650—750°, редко 800—850°.

В целом для слюд гранитоидов рассматриваемого района характерно низкое значение железистости (39,8—54,1%, в среднем 49,2%), что можно объяснить, по И. Х. Хамрабаеву (1969), повышенной щелочностью мезоабиссальных интрузий Кураминской подзоны, с одной стороны, и низкой щелочностью биотитов (0,3—0,58) — с другой, и наличием полярных отношений в распределении железа между сосуществующими фемическими и акцессорными минералами. В мезоабиссальных гранитоидах Курамы общая железистость биотитов (в парагенезисе с амфиболом) резко занижена, присутствует значительное количество магнетита (1,4—4,4%), фиксирующего основную массу железа. Описанные гранитоиды характеризуются высокими значениями отношения $\frac{Fe_2O_3}{FeO}$ в биотитах.

Роговая обманка довольно широко распространена в мезоабиссальных гранитоидах Кураминской подзоны. Как правило, она присутствует в породах диоритового, кварц-диоритового (10—38%) и гранодиоритового (3—10%) состава, в гранитах встречается довольно редко. Оптические константы роговой обманки во всех изученных интрузивах довольно выдержаны: $c : Ng = 14—23°$, $-2V = 56—88°$, чаще $70—81°$, $Ng = 1{,}665—1{,}671$, $Np = 1{,}640—1{,}658$, $Ng—Np = 0{,}026—0{,}030$.

Наблюдается отчетливый плеохроизм в зеленовато-желтых тонах (прямая схема адсорбции): Ng — оливково-зеленый, темно-зеленый, Np — бледно-желтый, желтовато-бледно-зеленый. Нередки полисинтетические и секториальные двойники. По оптическим свойствам амфибол из описываемых интрузий соответствует обыкновенной роговой обманке. Амфиболы мезоабиссальных интрузий характеризуются довольно постоянными цифрами общей железистости — 38—47%, в среднем 41,5%. Коэффициент окисленности железа в роговых обманках $\left(F = \frac{Fe_2O_3}{FeO}\right)$ 0,17—0,66, чаще 0,25—0,57. Используя амфибол-плагиоклазовый термометр Л. Л. Перчука, получаем температурный интервал кристаллизации роговых обманок —620—800°, чаще 700—750°.

Пироксен наименее изученный минерал в гранитоидах, что связано с его незначительным содержанием (до 2—3%). Встречается во включениях в зернах амфибола, реже в виде самостоятельных зерен в диоритах, значительно реже — в гранодиоритах. Является типичным реликтовым минералом. В гранитоидах Моголтауского, Западно-Карамазарского, Шавасского, Карабашского и других массивов пироксен обычно соответствует авгиту: $c : Ng = 40—45°$, $+2V = 56—62°$, $Ng = 1{,}710$, $Nm = 1{,}689$, $Np = 1{,}682$, $Ng—Np = 0{,}028$.

Магнетит повсеместно распространен в гранитоидах рассматриваемой фации в значительных количествах. О распределении в нем пр-

Таблица 37

Средний химический состав и дисперсия содержаний петрогенных окислов в породах мезоабиссальной фации Кураминской подзоны

Окислы	Аляскиты	Граниты		Гранодиориты		Диориты	
	n=18 *ан.*	n=30 ан.	S^2	n=168 *ан.*	S^2	n=40 *ан.*	S^2
SiO_2	74,39	71,16	4,00	64,64	3,85	58,84	1,86
TiO_2	0,12	0,18	0,07	0,45	0,11	0,58	0,13
Al_2O_3	13,72	13,92	0,84	16,36	1,08	17,05	1,89
Fe_2O_3	0,80	1,34	0,63	1,91	0,8	3,36	0,74
FeO	1,78	1,28	0,85	2,26	1,20	3,65	1,79
MnO	0,06	0,07	0,002	0,11	0,004	0,13	0,007
MgO	0,72	1,03	0,050	2,16	1,64	3,11	2,93
CaO	0,96	1,65	0,99	3,12	0,815	5,16	4,74
Na_2O	3,26	3,23	0,34	2,88	1,32	3,04	0,33
K_2O	4,79	4,32	0,65	3,43	2,29	2,41	0,56

Примечание. Исходный материал заимствован из кн. „Петрография Узбекистана", т. 2, 1965.

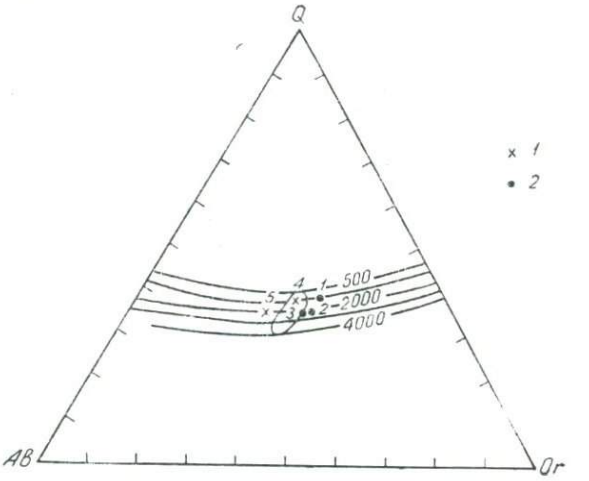


Рис.20. Положение аляскитов (*1*) и гранитов (*2*) Карабашского (см. на рис.—*1*), Карабауского (*2*), Гава-Чадакского (*3*), Акчинского (*4*) и Шавасского (*5*) мезоабиссальных интрузий в системе $Na\ Al\ Si_3O_8$—$K\ Al\ Si_3O_8$ — SiO_2 — H_2O.

мессей в настоящее время мало надежных количественных данных. Установлено содержание TiO_2 в магнетитах Карабашского и Акчинского массивов, которое (Урунбаев, 1968) соответственно равно 6,73%* (среднее из 3 ан.) и 5,66% (среднее из 5 ан.), что позволяет определить температуру кристаллизации этого минерала (по А. Баддингтону и др., 1943) — 750—650°. Для Западно-Карамазарского батолита В. И. Айзенштатом (1967) получена температура 400—450° (TiO_2 в магнетите — 2,1%). Среди прочих примесей в магнетитах установлены MnO — 0,2—0,7% и V — 0,025—0,12%.

Мусковит изучен лишь в Башкызылсайском массиве (порфировидные гранодиориты) К. У. Урунбаевым. Данные пересчета показали,

* Эти данные слишком завышены и более характерны для титано-магнетитов. — *Прим. ред.*

что в минерале содержится 83,6% «мусковитовой» молекулы и 16,3% — «парагонитовой». Температура кристаллизации мусковита определяется

Таблица 38

Изменение коэффициентов окисленности железа и фациальности в различных интрузивах и породах разного состава

Интрузив	Диориты	Гранодиориты	Граниты	Аляскиты
Карабашский	$\frac{0,62}{0,77}$	$\frac{0,79}{1,16}$	$\frac{0,78}{1,10}$	—
Акчинский	$\frac{0,49}{0,56}$	$\frac{0,55}{0,52}$	—	$\frac{1,7}{1,3}$
Шавасский	$\frac{1,54}{1,74}$	$\frac{0,77}{0,78}$	—	$\frac{0,21}{1,41}$
Акча-Шавасский	$\frac{0,82}{0,80}$	$\frac{5,2}{1,74}$	—	—
Башкызылсайский	—	$\frac{0,51}{0,63}$	—	—
Карабауский	$\frac{1,62}{1,54}$	$\frac{1,24}{1,16}$	$\frac{1,78}{1,43}$	—
Западно-Карамазарский	—	$\frac{0,56}{0,77}$	$\frac{0,45}{1,02}$	$\frac{4,3}{5,9}$
Ашаба-Чадакский	—	$\frac{1,08}{1,48}$	—	—
Гава-Чадакский	—	—	$\frac{0,78}{1,78}$	—
Моголтауский	—	$\frac{0,98}{0,71}$	—	—

Примечание. В числителе — значения F, в знаменателе — $K_ф$.

по диаграмме Югстера и др. (1955) и составляет 550°С. Ввиду равновесия мусковита с альбитом (4% An) методом Йодера (мл.) (1965) можно определить температуру парагенезиса, которая равна 570°С.

Химический состав мезоабиссальных гранитоидов Кураминской подзоны изучался нами по данным 256 силикатных анализов аляскитов, гранитов, гранодиоритов и диоритов.

В целом для этих интрузий рассчитаны средневзвешенные содержания и дисперсии петрогенных окислов (табл. 37).

Используя известный метод пересчета химического состава пород на нормативный, получаем следующий состав описываемых массивов:

Массив	*Нормативный состав гранитоидов*	*аляскитов*
Карабашский	$Ab_{24,5}\ Or_{35}\ Q_{40,5}$	—
Акчинский	—	$Ab_{30}\ Or_{32}\ Q_{38}$
Шавасский	—	$Ab_{37}\ Or_{28,5}\ Q_{34,5}$
Карабауский	$Ab_{28}\ Or_{37,5}\ Q_{34,5}$	—
Западно-Карамазарский	—	$Ab_{32}\ Or_{35,6}\ Q_{32,4}$
Гава-Чадакский	$Ab_{29,7}\ Or_{36,5}\ Q_{33,8}$	—

Таблица 39

Распределение элементов-примесей в породах мезоабиссальных гранитоидных интрузивов Кураминской подзоны (по данным К. Урунбаева, А. В. Рабиновича и авторов)

Элемент	Диориты			Гранодиориты						Граниты				Аляскиты	
	1	2	3	1	3	4	5	6	7	4	5	6	7	2	3
Li	$\overline{X}$=19,8	30,2	18,8	18,5	26,8	16,5	21,2	8,3	13	14,6	13,8	29	—	—	10,1
	S^2—	214	0,43	—	6923	0,30	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	n=40	16	14	8	20	19	8	4	8	9	8	5	—	—	4
Закон	—	Норм.	Логн.	—	Норм.	Логн.	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Rb	$\overline{X}$=126	137	99	126	163	144	147	163	137	256	194	241	—	—	178 (?)
	S^2—	3007	0,046	—	2677	7408	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	n=5	14	16	8	20	28	8	4	6	10	23	6	—	—	3
Закон	—	Норм.	Логн.	—	Норм.	Норм.	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cs	$\overline{X}$=12,5	6,2	7,3	0	8,1	13	10,7	6,7	1,4	25,4	14,5	19,6	—	—	17,1
	S^2—	42,1	—	—	—	0,48	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	n=5	16	10	2	6	16	8	3	6	23	23	6	—	—	3
Закон	—	Логн.	—	—	—	Логн.	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Zn	$\overline{X}$—	107	200	85	62,5	140	—	120	53	9,9	50	330	200	—	120
	S^2—	59,42	—	—	—	0,33	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	n—	54	8	8	7	28	—	5	28	12	18	6	13	—	6
Закон	—	Норм.	—	—	—	Логн.	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Pb	$\overline{X}$—	194	156	40,0	144	—	—	147	35	17,1	187,2	20	60	—	40 (?)
	n—	24	8	8	10	—	—	5	30	5	18	5	13	—	6
U	$\overline{X}$—	—	—	—	—	3,4	—	—	—	4,1	—	—	—	3,2	—
	n—	5	—	—	—	3	—	—		3	—	—	—	3	—
Nb	$\overline{X}$—	5,2	4,2	2,8	2,8	1,7	—	8,4	10,6	7,69	14	—	—	1,7	7
	n—	10	4	4	6	6	—	3	4	—	14	3	—	1	71
Ta	$\overline{X}$—	6,6	0,82	6,14	2,9	0,41	—	—	1	—	1,8	—	—	—	0
	n—	4	4	4	5	6	—	—	4	—	10	—	—	—	2

Примечание. Массивы: 1—Карабашский, 2—Акчинский, 3—Шавасский, 4—Акча-Шавасский, 5—Башкызылсайский, 6—Карабауский, 7—Западно-Карамазарский, $\overline{X}$—среднее арифметическое содержание, *г/т*, S^2—дисперсия, n—число анализов; закон распределения: норм.—нормальный, логн.—логнормальный.

Как видим, содержание нормативного альбита в гранитах составляет 24,5—29,7%, а в аляскитах — 30—37%. В породах гранодиоритового и диоритового состава количество нормативных компонентов сильно варьирует вследствие влияния ассимиляционных процессов.

Граниты и аляскиты из описываемых интрузий (Карабашский и др.) являются предельными, перенасыщенными SiO_2 и имеют котектический состав (рис. 20).

Существенными показателями давления летучих (P_{O_2} P_{H_2O}) в период кристаллизации, активности щелочей, а также глубины становления интрузий, являются коэффициенты окисленности железа $\left(F = \frac{Fe_2O_3}{FeO}\right)$ и фациальности $\left(K_ф = \frac{Fe_2O_3}{MgO}\right.$; табл. 38$\left.\right)$.

По мере покисления и роста щелочности пород Карабашского, Акчинского и Акча-Шавасского интрузивов величина F растет. В Шавасском массиве наблюдается обратная картина. В остальных интрузиях изменение F в породах различных фаз не имеет закономерного характера. Наиболее высокие значения F и $K_ф$ устанавливаются в породах всех фаз Карабауского, Карамазарского и Ашаба-Чадакского массивов, наименьшие — в Акчинском и Башкызылсайском.

Таблица 40

Содержание элементов-примесей в мезоабиссальных интрузиях Кураминской подзоны, *г/т*

Элемент	Диориты	Гранодиориты	Граниты	Аляскиты
Li	22,8	17,5	16,8	10,1
Rb	121	149	218	178
Cs	7,7	9,0	18,1	17,1
Pb	18,8	66,9	106	40
Zn	130	110	115	120
Nb	4,9	4,6	8,8	7,1
Ta	3,71	2,4	1,8	7,1
U	2,5	3,4	4,1	3,2

Содержание связанной воды определялось только в гранодиоритах Западно-Карамазарского батолита. Оно составляет здесь 2—2,2%, что позволяет определить давление паров воды—700—800 *атм*.

С учетом равномерного распределения нагрузки пород кровли этому P_{H_2O} соответствует глубина становления интрузий 2,5—3 *км*.

Распределение элементов-примесей в мезоабиссальных гранитоидах Кураминской подзоны изучено на примере Li, Rb, Cs, Pb, Zn, U, Nb, Ta (табл. 39).

Диориты Акчинского интрузива характеризуются геохимической специализацией на Pb, Zn (в 2 раза больше кларка) и Ta (в 9 раз превышает кларк).

Более кислые породы (гранодиориты, граниты, аляскиты) специализированы на Cs (выше кларка в 2—4 раза), Zn (Шавасский массив — в 2, Акча-Шавасский — в 2,2, Карабауский — в 2—5, Западно-Карамазарский — в 2—6,6 раз больше кларка), Pb (Карабашский — в 2, Шавасский — в 2—7, Башкызылсайский — в 9—10, Карабауский — в 7, Западно-Карамазарский — 1,5—3 раза больше кларка).

С учетом количества взятых проб и дисперсий вычислены средневзвешенные содержания элементов-примесей в различных по составу мезоабиссальных интрузиях Кураминской подзоны (табл. 40).

При изучении характера распределения акцессорных минералов в мезоабиссальных гранитоидах Кураминской подзоны учитывалось число минеральных видов как общее, так и по ассоциациям. При этом сопоставлялись видовой состав и среднее содержание по различным интрузивным массивам. Данные по распределению акцессорных минералов заимствованы из работ К. У. Урунбаева, В. В. Козырева, В. Ф. Викторова и др. (табл. 41).

Парциальное давление кислорода в период кристаллизации мезоабиссальных интрузий Кураминской подзоны определялось по методу Д. Уонса и Х. Югстера (1963), а также с помощью диаграммы

Таблица 41

Распределение акцессорных минералов в некоторых мезоабиссальных гранитоидах Кураминской подзоны (по данным К. Урунбаева, А. В. Рабиновича, В. Ф. Викторова и др.)

Интрузив	Число минеральных видов акцессорных минералов		Содержание акцессорных минералов (*г/т*)
	общее	по ассоциациям	
Карабашский	11	Кальциевые—4, окислы—3, силикаты—1, сульфиды—3	Титано-магнетит, апатит, сфен, циркон, ортит (редко), шеелит, знаки молибденита, халькопирита, пирита
Акчинский	17	Кальциевые—6, окислы—4, силикаты—4, сульфиды—1, фосфаты—2	Магнетит—2010, гематит—0,1, ильменит—33,1, торит—3,0, вольфрамит—ед. зн., ортит—17,0, сфен—12,4, эпидот—ед. зн., апатит—20, флюорит—0,1, гранат—10,4, турмалин—4,6, циркон—10,5, наэгит—1, ксенотим—0,5, монацит—17,0, галенит—16,0
Шавасский	Более 6	Детально не изучены	Магнетит, апатит, циркон, наэгит, оранжит, пирит.
Акча-Шавасский	17	Кальциевые—5, окислы—4, силикаты—2, сульфиды—4, фосфаты—2	Магнетит—520, гематит—0,3, ильменит—14,2, рутил—5,6, ортит—15, сфен—14,6, апатит—110,7, флюорит—2,45, шеелит—2,3, гранат—4,03, оранжит—0,6, ксенотим—1,61, монацит—19,5, галенит—140, сфалерит—0,3, халькопирит—90,5, пирит—60,9 (в гранитах)
Карабаусский	12	Кальциевые—4, окислы—2, силикаты—1, сульфиды—4, сульфаты—1	Магнетит, гематит, апатит, сфен, лейкоксен, ортит, циркон, пирит, галенит, халькопирит, киноварь, барит
Западно-Карамазарский	18	Кальциевые—5, окислы—3, силикаты—3, сульфиды—4, фосфаты—3	Магнетит—1400, ильменит—70, рутил—0,3—1, апатит—10—370, сфен—200—1100, шеелит—до 5, ортит—81, флюорит—0,6, гранат—1,5, циркон—50—400, монацит—зн., турмалин—5, молибденит—0,3, халькопирит—0,1—0,5, сфалерит—0,1—0,5, галенит—0,3, торит—18, ураноторит—зн., монацит—зн. (гранодиориты) Магнетит—200—2000, циркон—100—500, апатит—200—400, сфен—300, знаки ортита и граната (адамеллиты)

С. С. Флешена и Е. Ф. Осборна (1957). При этом для интрузий Кураминского хребта (Западно-Карамазарский, Ашаба-Чадакский и Моголтауский плутоны) получены несколько более высокие значения парциального давления кислорода ($P_{O_2} = 10^{-8} — 10^{-11}$ *атм*), чем для юго-западных отрогов Чаткальского хребта ($P_{O_2} = 10^{-10} — 10^{-14}$ *атм*). Наиболее низкие P_{O_2} характеризуют Шавасский (10^{-14} *атм*) и Кара-

башский (10^{-13} *атм*) массивы, а для остальных P_{O_2} чаще всего составляет 10^{-12} *атм*.

Некоторые интрузии (Карабашский, Шавасский, Западно-Карамазарский, Моголтауский массивы) в момент внедрения характеризова-

Таблица 42

Термо-барометрические параметры кристаллизации мезоабиссальных интрузий Кураминской подзоны

Интрузив	Температура, град			Давление, *атм*		Глубина	
	в момент внедрения	в период кристаллизации из расплава	позднемагматическая	литостатическое	P_{H_2O}	становления, *км*	эрозионного среза, *км*
Карабашский	850—750	750—660	660—500	>850	1000	3,5	До 1
Акчинский	—	750—660	660—500	>800	1000	3,5	До 1
Шавасский	850—750	750—660	660—550	>850	1200	4	До 1,5
Акча-Шавасский	—	750—660	660—600	>700	?	Более 2,5	До 1
Башкызылсайский	—	780—660	660—550	>700	?	Более 2,5	До 1
Карабаусский	—	780—660	660—600	>700—1400	2000	6 и более	2—4
Западно-Карамазарский	850—750	750—660	660—400	>800—900	700—800	2,5—3	0,5—1
Моголтауский	780—750	750—660	660—500	—	600	2—2,5	?

лись перегревом (установлено по характеру экзоконтактовых новообразований) до 750—850°, следствием чего, в частности, явились процес-

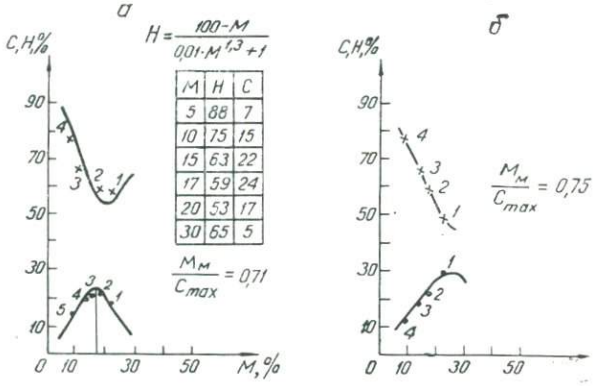


Рис. 21. Температурный график пород мезоабиссальной фации Кураминского (*а*) и юго-западных отрогов Чаткальского (*б*) хребтов (C_2—C_3(?) интрузивный комплекс).

1—кв. диориты, диориты; *2*—гранодиориты и др.; *3*—порфировидные адамеллиты; *4*—граниты кенкольского типа; *5*—граниты шайданского типа.

сы краевой ассимиляции с образованием пород повышенной основности и щелочности (табл. 42).

Главный период кристаллизации (выделение из расплава основной массы породообразующих минералов) происходил в условиях котектических и эвтектических температур (750—660°). В этот период из рас-

плава кристаллизовались роговая обманка (в ряде случаев ей предшествовал метастабильный пироксен), биотит, магнетит, большая часть плагиоклаза и в небольших количествах калинатровый полевой шпат и кварц. Можно полагать, что кристаллизация фемических минералов началась в глубоких частях магматической камеры в условиях повышенного давления водяного пара (P_{H_2O}=2000 *атм* и более). Преобладающая часть кварца и калинатрового полевого шпата выделилась при субмагматических и автометаморфических (раннеметасоматических) температурах: 550—660°. Здесь широко развиты явления собирательной перекристаллизации и метасоматического замещения. Вероятно, таким путем и возникли крупные кристаллы калинатрового полевого шпата в гранитоидах с порфировидной структурой, а также небольшие линзы и жилы пегматитов.

Большинство рассмотренных интрузий характеризуется близкими цифрами литостатического давления пород кровли — порядка 700—900 *атм* и более. Рассчитанные величины P_{H_2O} варьируют для большинства интрузий в пределах 800—1200 *атм*. Наиболее вероятные глубины становления большинства мезоабиссальных интрузий Кураминской подзоны лежат в пределах 2,5—3,5 *км*. Характер остывания интрузий показан на рис. 21.

Гипабиссальная фация

Гипабиссальные интрузивы, изученные в пределах Кураминской структурно-формационной подзоны, представлены телами пермских малых интрузий северного склона Кураминского хребта (так называемый гушсайский комплекс), Куюндинским массивом Алмалыкского рудного района, Алмалыкским и Бабайобским сиенито-диоритовыми массивами. На южном склоне Кураминского хребта рассматриваются Чаркассарский (Чаркассар-Чадакский) и Шайданский массивы.

Алмалыкский и Бабайобский массивы относятся к нижнепермскому (?) габбро-монцонит-сиенитовому ряду формаций, малые интрузии северного склона Кураминского хребта, Куюндинский и Шайданский массивы — к диорит-гранодиорит-гранит-порфировому (P_1—P_2), самый молодой (P_2—T_1) Чаркассарский интрузив — к постконсолидационному гранит-аляскитовому.

Преобладающее большинство малых интрузий северного склона Кураминского хребта представлено дайкообразными телами (200×500 *м*), дайками, реже мелкими штокообразными телами мощностью 10—50 *м* и длиной 0,2—1 *км*, реже до 2 *км*. Возраст этого комплекса пермский — 252—263 млн. лет (10 определений).

Форма интрузий меняется от штокообразной через дайкообразные тела к дайковой. Большая часть даек (более 1000) концентрируется в секущие дайковые пояса и поля (Северо-Кураминский, Бурочарский и другие дайковые пояса шириной 4—4,5 *км*, длиной около 80 *км*, Каракия-Алмалыкское, Каульды-Ургаз-Кыркқызское и Сарыташ-Кандырское дайковые поля), размещающиеся нередко в центре блоковых поднятий. В пределах поднятых блоков, сложенных гранитоидами (Северо-Карамазарская горст-антиклиналь, Северо-Алмалыкское, Калканатинское, Гудасское, Восточно-Кураминское поднятия), преобладающая форма пермских интрузивов дайковая. В депрессионных структурах, где развиты вулканогенные породы (Алмалыкская грабен-синклиналь, Чилтенская, Лашкерекская, Камчикская мульды, Гавасайский синклинальный прогиб), доминируют более крупные штоко- и дайкообразные тела пермского и пермо-триасового комплексов. Большая часть штоков и

дайкообразных тел фиксируется вдоль разломов, ограничивающих тектонические блоки.

В тот же комплекс пермских интрузий включены более крупные сквозные, дискордантные штоки порфировидных гранодиоритов и адамеллитов куюндинского типа: Куюндинский, Кандаганский, Джиландинский, Бозымчакский и другие массивы площадью от 25—35 до 90 *км*^{2}. Возраст куюндинских гранитоидов 270—280 млн. лет. В отличие от более поздних продуктов пермского комплекса гранитоиды куюндинского типа обнажаются главным образом в областях блоковых поднятий и лишь их сателлиты проникают иногда в депрессионные структуры.

Более крупные массивы куюндинских гранитоидов контролируются северо-восточными, субширотными (западная оконечность Кураминского хребта) и северо-западными (восточная часть Кураминского хребта вблизи «стыка» с Чаткальской подзоной) разломами глубокого заложения — Бургундинским, Колбулакским, Кумбельским, Кенкольским и др., нередко выполняя зоны антиклинальных складок более мелкого порядка. В зонах тех же крупных региональных разломов размещаются и дайковые пояса более поздних интрузий пермского комплекса. Например, Северо-Кураминский дайковый пояс тяготеет к поднятому северному блоку Колбулакского разлома. Отдельные дайки локализуются в северо-восточных взбросо-сдвигах мелкого порядка, возникших в верхнем карбоне—нижней перми. Главная же масса пермских даек внедряется в обновленные субширотные и запад-северо-западные взбросы и сбросы. В северной части Юго-Западного Чаткала гипабиссальные интрузии тяготеют к Башкызылсайскому разлому.

Шайданский массив по левобережью р. Чадак (верховья Кенколсая, Уруклисай) — это типичный секущий шток неправильной формы с извилистыми контактами и многочисленными апофизами во вмещающие породы. Площадь его достигает 80 *км*^{2}, возраст верхнепермский — 245 млн. лет (по данным С. М. Бабаходжаева, 1970).

Морфология и тектоническая позиция Алмалыкского и Бабайобского сиенито-диоритовых массивов существенным образом отличаются от морфологии пермских гранитоидов. Их площадь составляет соответственно 40 и 51 *км*^{2}, возраст нижнепермский: 282—274 и 244 млн. лет. Последняя цифра по Бабайобскому массиву (данные И. В. Белова, 1969), вероятно, несколько занижена. Оба массива представляют собой типичные межформационные лополиты. Алмалыкский лополит внедряется между предживетскими вулканитами липарито-дацитовой формации и известняками $Д_3$—$С_1$. Интрузив размещается в пределах Алмалыкской грабен-синклинали и тяготеет к одноименному глубинному разлому.

Бабайобский лополит, по данным И. В. Белова (1969), имеет отчетливое полосчатое строение, причем каждая из полос соответствует определенной фазе внедрения. Магмоподводящей структурой явилось северо-восточное оперение Баштавакского разлома. Интрузия внедрилась по плоскости несогласия между оясайской ($С_3$) и шурабсайской ($Р_1$) свитами.

Более молодым представителем гипабиссальных интрузий Кураминской подзоны является Чаркассарский массив с площадью выхода 55 *км*^{2}. Массив, вероятно, имеет пермо-триасовый возраст, представляет собой неправильное секущее штокообразное тело, вытянутое в северо-западном направлении с крутым падением северного и северо-западного контактов под вмещающие породы, приурочен к участку расщепления Арашанского разлома.

Все вышеописанные интрузии прорывают вулканогенные отложения шурабсайской свиты (P_1), мощность которой, по данным В. А. Арапова (1966), не превышает в Кураминской подзоне 2000 *м*. С учетом характера прорываемых пород это позволяет определить величину литостатической нагрузки — 500—550 *атм*.

Усредненная мощность даек пермского комплекса, падение которых близко к вертикальному, составляет 10 *м*, протяженность — 1 *км*. Используя формулу $P_{лит}=\rho H$, можно определить величину литостатического давления (минимальный предел), которая составит 700 *атм*.

Связь с вулканизмом. Пермские гипабиссальные интрузии гранитоидов тесно связаны с вулканогенными образованиями шурабсайской свиты, образуя пермский вулкано-интрузивный комплекс (Айзенштат, 1969). Этот комплекс возник на позднем этапе развития Кураминской подзоны при преобладающей роли дизъюнктивной тектоники. Геологический возраст малых интрузий, шурабсайской свиты и ее субвулканической фации весьма близок, при этом куюндинские гранитоиды прорывают жерловую фацию шурабсайской свиты (выходы на водоразделе между ручьями Алмалык и Каракия).

Комагматичность вулканитов шурабсайской свиты и пермских гипабиссальных интрузий диорит-гранодиорит-гранитового ряда подтверждается характером распределения в них элементов-примесей: Sc, Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Ge, Gd, Zr, Sr Nb, Mo, Ag, Sn, Sb, Ba, Pb, а также некоторыми общими чертами металлогенической специализации.

Степень развития петрогенетических процессов. Изучив взаимодействие пермских гипабиссальных гранитоидов (малые интрузии Алмалыкского района) с вмещающими породами, мы установили, что явления ассимиляции на месте становления интрузий не отмечаются. Наличие в эндоконтактах мелких остроугольных ксенолитов вмещающих пород, а также мелкозернистых и нераскристаллизованных зон указывает на кратковременность взаимодействия магмы с породами рамы. В результате небольшой мощности тел значительные «запасы» тепловой и химической энергии в магме отсутствуют. Кроме того, магма поступала к месту стабилизации в состоянии многофазного расплава и была неспособна ассимилировать существенный объем боковых пород. На примере Кальмакырского, Сары-Чекинского, Джаныбекского, Кандырского и других интрузивов выявляется независимость их состава от химизма окружающей среды, так как нередко штоки более кислых пород располагаются во вмещающих толщах повышенной основности и наоборот.

Несмотря на отсутствие ассимиляционных взаимодействий с окружающими породами в верхних структурных ярусах, во многих пермских интрузивах наблюдается ряд признаков, указывающих на глубинную контаминацию исходной магмы: наличие оплавленных и преобразованных ксенолитов и шлиров пород среднего и основного состава, а также сланцев, повышенные в 1,5—2 раза против кларкового содержания Mn, V, Co, Sc, Fe, Ba, Ge, Sr, Mg в кислых породах, значительное количество магнетита, сфена, рутила, иногда корунда и кианита, непостоянство химического и минералогического состава и т. д.

В наиболее крупных гипабиссальных интрузиях (Куюндинский и Шайданский массивы) ассимиляционные процессы развиты слабо на месте становления и, вероятно, более интенсивно — по пути внедрения. Это проявляется в оплавлении ксенокристаллов и мелких ксенолитов вмещающих пород вблизи контактов интрузивов.

В Куюндинских штоках чаще происходят процессы магматического замещения в гипабиссальных условиях. Об этом свидетельствуют наличие скиалитов (неперемещенных ксенолитов), маломощные (до 1—5 *м*) трубообразные апофизы гранодиорит-порфиров Кальмакырского и Сарычекинского штоков, прослеживающиеся без следов ассимиляции во вмещающих породах на удалении десятков и даже первых сотен метров от материнских интрузивов.

Схизолиты в целом для гипабиссальных интрузий (даек и дайкообразных интрузий гранитоид-порфиров пермского комплекса) Кураминской подзоны не характерны. Они появляются лишь в более крупных пермских интрузиях кислого состава.

В Куюндинском интрузиве жильные отщепления представлены маломощными (10—15 *см*) жилами и неправильными телами плагиоаплитов, очень редко — неправильными амебовидными телами кварцевых диоритов, порфиритов и лампрофиров. В Шайданском массиве встречаются аплиты, редко линзы пегматитов. Наиболее полно жильные дериваты представлены в Чаркассарском массиве: это аплитовидные, мелкозернистые, неравномернозернистые граниты, гранит-порфиры и аплиты.

Экзоконтактовый метаморфизм большинства гипабиссальных интрузий является прямым показателем их фациальной принадлежности (табл. 43).

Наиболее характерными для гипабиссальных интрузий являются экзоконтактовые роговики альбит-эпидот-роговиковой фации (пермские гранитоид-порфиры, Куюндинский, Чаркассарский, Бабайобский массивы). Это позволяет определить начальную температуру этих интрузивов на уровне становления (660—730°) и указывает на отсутствие перегрева магмы в верхних структурных ярусах.

Для Шайданского массива, исходя из роговообманково-роговиковой фации метаморфизма пород экзоконтактов, можно предположить начальную температуру внедрения 850°. Это подтверждается и наличием широкой зоны контактовых роговиков вокруг интрузива. В тех же пределах лежат значения температуры преобразования глубинных ксенолитов из пермских гранитоид-порфиров.

Характер эндоконтактовых зон гипабиссальных интрузий также специфичен. В эндоконтактах более крупных интрузивов (Куюндинский, Шайданский, Чаркассарский, Бабайобский, Алмалыкский) присутствуют мелкозернистые, фельзитовидные породы. В непосредственном контакте отчетливо наблюдаются порфировые разности пород. Структура основной массы в зоне «закалки» чаще всего микропегматитовая, микропойкилитовая, микродиоритовая, фельзитовая, афировая, до стекловатой. Текстура пород обычно такситовая, сферолитовая, флуктуационная. Ширина эндоконтактовой зоны достигает 6—12 *м*, а непосредственной зоны «закалки» — 0,2—1 *м*. В зоне «закалки» обычно присутствуют интрателлурические вкрапленники темноцветных минералов

Дайки пермских гранитоид-порфиров Кураминского хребта в зоне контакта обладают редкопорфировой (олигофировой, либо афировой) структурой с криптокристаллическим, микрофельзитовым, гипокристаллическим, стекловатым, нередко флюидальным и сферолитовым базисом.

Коэффициент порфировидности 0,25—0,5. Ширина эндоконтактовой зоны достигает 0,4—0,6 *м*, а непосредственной зоны «закалки» —2—3 *см*.

Калинатровые полевые шпаты наиболее детально изучены в пермских гипабиссальных интрузиях гранитоид-порфиров и в

Таблица 43

Характер экзоконтактового метаморфизма некоторых гипабиссальных интрузий Кураминской структурно-формационной подзоны

Интрузив	Состав вмещающих пород	Ширина зоны метаморфизма, *м*	Минеральный парагенезис экзоконтактовых ореолов	Фация контактового метаморфизма
Пермские гипабиссальные интрузии северного склона Кураминского хребта	Известняки ($Д_3$—C_1)	0,02—0,01	Кальцит + эпидот + хлорит + (кварц)	
	Гранодиориты Западно-Карамазарского интрузива (C_2)	0,1—0,2	Альбит + эпидот + биотит (пеннин) + кварц + + калинатровый полевой шпат	Альбит-эпидот-роговиковая
	Андезитовые порфириты уя-минбулакской, акчинской и шурабсайской свит (C_2—P_1)	0,1—0,2	Биотит + хлорит + эпидот	То же
			В глубинных ксенолитах амфибол + биотит + пироксен + плагиоклаз + (кордиерит), плагиоклаз + мусковит + хлорит	Роговообманково-роговиковая
Куюндинский	Гранодиориты Западно-Карамазарского интрузива (C_2)	До 1—3	Биотит + эпидот + хлорит + альбит	Альбит-эпидот-роговиковая
Шайданский	Андезитовые порфириты уя-минбулакской и шурабсайской свит (C_2—P_1)	От 2—30 до 700	Очковые роговики: кварц + биотит + калиевый полевой шпат (фельдшпатизация). В непосредственном экзоконтакте — пироксен + роговая обманка + сфен, апатит, магнетит	Роговообманково-роговиковая
Чаркассарский	То же	До 100	Кварц + плагиоклаз + серицит + биотит	Альбит-эпидот-роговиковая
Бабайобский и Алмалыкский	Туфы андезитов, порфиритов верхов акчинской и шурабсайской свит (C_2—P_1)	0,5 1	Кварц + кальцит + тремолит (актинолит)	
			Биотит + роговая обманка, эпидот + хлорит + карбонат + серицит + альбит, хлорит + карбонат	Альбит-эпидот-роговиковая
			Пироксен + гранат + кальцит + волластонит — в карбонатных породах	Пироксен-роговиковая
			Кальцит + антофиллит + кварц (тремолит, актинолит) + (пироксен) + (гранат) — в магматических породах	Роговообманково-роговиковая
	Глубинные ксенолиты сланцев и пород диоритового состава	—		
			В глубинных ксенолитах биотит + гранат, калишпат + + апатит + альбит + серицит + актинолит	Пироксен-роговиковая (низы)

Куюндинском интрузиве. Ортоклаз из Алмалыкского сиенито-диоритового интрузива охарактеризован тремя химическими анализами. По остальным массивам в распоряжении авторов имелись результаты оптического изучения калинатровых полевых шпатов (табл. 44). Значения оптической упорядоченности калинатровых полевых шпатов (ΔS) определены исходя из формул и графиков, предложенных А. С. Марфуниным (1962). В ряде случаев эти цифры оказались близкими к значениям рентгеновской триклинности ($\Delta\rho$), что позволило использовать значения ΔS для установления структурно-оптических типов калинатровых полевых шпатов. Подобная экстраполяция возможна лишь в случае отсутствия субмикроскопического двойникования в блоках, косвенным доказательством чего может служить значительная величина $\angle Nm : \perp P$ [001].

Определение углов 2 V в калишпатах производилось ортоскопическим методом, по двум выходам оптических осей. Во всех случаях более достоверны величины 2 V, превышающие 70°. С другой стороны, меньшие величины 2 V лучше характеризуют состояние первоначальной упорядоченности структур минерала. Состав калинатровых полевых шпатов для Чаркассарского и Бабайобского массивов определялся по диаграмме $2V - \angle Nm : P\perp$ [001] Марфунина для криптопертитов или по диаграммам Спенсера и Трегера.

Степень оптической упорядоченности (2 V, ΔS) и рентгеновской триклинности растет в ряде интрузивов от пород ранних фаз к поздним. При этом гигантокристаллы калишпата соответствуют обычно промежуточному высокому ортоклазу, реже микроклину, вкрапленники и калишпат основной массы — промежуточному микроклину. В непорфировых породах зерна калинатрового полевого шпата, как правило, — промежуточному, реже высокому ортоклазу (субмикроскопически сдвойникованному). В среднем калишпат гипабиссальных интрузий Курамы содержит 22—31% альбитовой молекулы, величина 2 V равна 50—80°, в среднем 68°, а средняя степень оптической упорядоченности — 0,33. Предел цифр рентгеновской триклинности довольно широк: от 0 до 0,75, но более достоверен интервал порядка 0—0,2.

При сопоставлении средних температур кристаллизации по данным различных полевошпатовых термометров (Барт, 1962; Рябчиков, 1965; и др.) получены следующие средние значения температуры: зерна непорфировых пород (640°С) → гигантокристаллы (610°С) → вкрапленники (590°С) → основная масса (до 530°С). Все эти цифры лежат ниже точки триклинно-моноклинной инверсии. Это позволяет предположить, что структурные превращения калинатровых полевых шпатов (в частности ортоклазов) протекали в позднепостмагматическую стадию.

Плагиоклазы из различных гипабиссальных интрузий Кураминской подзоны характеризуются рядом близких особенностей. В большинстве они отчетливо зональны, причем количество зон в некоторых зернах достигает 4—9. В целом для гипабиссальных гранитоидов, за исключением аляскитоидных гранитов Шайданского интрузива, отмечается повышенная основность плагиоклазов (от 20—30% до 45—48% An). Обычно плагиоклаз представлен несколькими (чаще всего двумя) генерациями.

Углы 2 V довольно постоянны по величине (70—80°) и, как правило, положительны. Степень оптической упорядоченности плагиоклазов варьирует от 0,5 до 1, но обычно лежит в довольно узких пределах: 0,6—0,8. Доминирует промежуточный тип оптики, реже встречаются низкотемпературные плагиоклазы и лишь в единичных случаях — высокотемпературные.

Биотит является наиболее характерным породообразующим минералом гипабиссальных интрузий Курамы. Для интрузий пермского возраста свойственны довольно магнезиальные слюды истонит-сидерофиллитовой серии (лепидомеланы и мероксен-лепидомеланы). Общая железистость биотитов (мол. %) варьирует от 37 до 72%, чаще всего 46—63%.

Состав биотитов охарактеризован тремя анализами из Чаркассарского интрузива (Лисицына и др., 1965) и одним — из Алмалыкского сиенито-диоритового массива. С помощью кристаллохимической формулы слюд Чаркассарского интрузива выявляются низкие содержания магния (в начальных фазах интрузий) и октаэдрического алюминия и высокие — закисного и окисного железа.

Биотиты гипабиссальных интрузий в шлифах резко плеохроируют от светло-желтого (Np) до темно-коричневого, почти непрозрачного (Ng).

В гипабиссальных интрузиях Кураминской подзоны преобладают истонит-сидерофиллиты (лепидомеланы), характеризующиеся относительно низкой температурой кристаллизации — 620—550°С (табл. 45).

Содержания элементов-примесей в биотитах из гипабиссальных интрузий Кураминской подзоны следующие (*г/т*): Li — 270—470, Rb — 896—2300, Cs — 27—50, Be — 6, Sc — 40, Ti — 7200, Ni — 32, Co — 75, Cu — 30—150, Pb — 30—100, Mo — 1—2, Zn — 110—320.

Для биотитов гипабиссального Чаркассарского интрузива характерны такие параметры распределения галлия (22 ан.), ванадия (22 ан.) и иттрия (18 ан.; Козырев и др., 1968) : $\bar{X}$ равно соответственно (*г/т*): 16,4; 15; 11,1; стандартное отклонение: 0,18; 0,44; 0,24; закон распределения нормальный.

Роговая обманка также является одним из характерных цветных минералов пермских гипабиссальных интрузивов. По амфиболам в распоряжении авторов имеются данные только оптических определений *c* : Ng, 2V и показателей преломления.

В гипабиссальных интрузиях гранитоидов северного склона Кураминского хребта присутствует, как правило, обыкновенная (зеленая) роговая обманка. Величина *c* : Ng = 18—25°, —2V = 55—85°, показатель преломления амфиболов Ng = 1,666—1,675.

Общая железистость роговой обманки, определенная по диаграмме В. С. Соболева (1950), составляет 35—45%.

В интрузивах повышенной основности и щелочности (Бабайобский, Алмалыкский) чаще всего встречается обыкновенная роговая обманка (*c* : Ng = до 24°, —2V = 70—86°, Ng = 1,684—1,695, Np = 1,652—1,655. Общая железистость ее в Бабайобском интрузиве 52—65%. В Алмалыкском массиве (сиенито-диориты), по данным одного химического анализа («Петрография УзССР», кн. II, 1964), а также величины светопреломления — 40—55%, отношение $\frac{Fe_2O_3}{FeO}$ равно 0,44. Температура кристаллизации роговой обманки, определенная по плагиоклаз-амфиболовому термометру Л. Л. Перчука (1968), составляет 700—720°. Наряду с обыкновенной роговой обманкой в сиенито-диоритовых интрузиях встречается и уралитизированный амфибол: *c* : Ng = 16—18°, —2V = 70—74°, Ng—Np = 0,018.

Состав магнетита изучен нами лишь по Куюндинскому интрузиву порфировидных адамеллитов и гранодиоритов. Содержание TiO_2 в магнетите составляет 2,4—2,45%, температура кристаллизации, определенная по А. Баддингтону (1943), равна 550°С. Наряду с ранней генерацией анализировался магнетит, развитый преимущественно по

Таблица 44

Вещественный состав и структурно-оптические свойства калинатровых полевых шпатов из гипабиссальных интрузий Кураминской подзоны

Интрузив	Состав пород	−2V, град.	Состав калишпата	< Nm:P ⊥ [001], град.	Светопреломление	ΔS	Δρ	Структурно-оптический тип	Содержание примесей, г/т	t°C	Характер вкрапленников
Пермские гипабиссальные интрузивы северного склона Кураминского хребта	Гранит-порфиры, гранодиенит-порфиры	61 50—70	$Or_{61}Ab_{39}$ Or_{84-87} Ab_{13-16}	8 5—6	— —	0 0—0,1	0 —	Промежуточный микропертитовый ортоклаз Криптопертитовый высокий ортоклаз (субмикроскопический сдвойникованный)	— —	520 550	Гигантокристаллы Вкрапленники
	Адамеллит-порфиры	50	Or_{57-58} Ab_{17-38} An_4	10	Ng=1,525—1,526 Nm=1,522—1,523 Np=1,518—1,520	0,15	0—0,2	Гомогенный и криптопертитовый высокий ортоклаз — высокий микроклин	Rb—160, Cs—3, Sr—640, Ba—650, Cu—20, Mo—1, Zn—8, Pb—29, Be—1, Ga—10	630 670	Гигантокристаллы
		60—80	Or_{65-70} Ab_{25-30}	9—14	—	0—0,4	—	Промежуточный микроклин-микропертит, реже промежуточный ортоклаз		550 600	Вкрапленники
	Гранит-порфиры	77	Or_{60-64} Ab_{25-40} An_{-4}	11	Ng=1,525 Nm=1,522 Np=1,519	0,75	0,75	Промежуточный высокий микроклин-криптопертит	Rb—140, Cs—2,0, Li—3,7, Sr—500, Ba—6500, Cu—4,8, Mo—0,5, Pb—10, Be—1,3, Ga—9	670	Гигантокристаллы
		74—80	—	15—18	—	0,77	—	Промежуточный высокий микроклин-микропертит	—	?	Вкрапленники
	Гранодиорит-порфиры	66—76	Or_{36-76} Ab_{50-64}	11	—	0,56—0,80	—	Криптопертитовый промежуточный микроклин	Rb—110, Cs—8, Li—5,1, Sr—500, Ba—2300. Cu—6,2, Mo—1, Pb—10, Be—2,2	?	Вкрапленники
Куюндинский	Порфировидные гранодиориты, адамеллиты, гранодиорит-порфиры, адамеллит-порфиры	62—73	Or_{60-72} Ab_{20-27} An_{0-2}	6—14	Ng=1,527—1,528 Nm=1,522—1,523 Np=1,518—1,520	0—0,13	0	Криптопертитовый промежуточный ортоклаз	Rb—250, Cs—3,75 Li—5, Sr—800, Ba—3800, Cu—21, Mo—1, Zn—30, Pb—48, Be—1,1 Ga—12	560—600	Гигантокристаллы
		62—82	Or_{63-70} Ab_{30-37}	От 4 до 13—14	—	0,4—0,8	—	Чаще всего промежуточный микроклин-пертит и микропертит	—	600—660	Вкрапленники
		78	Or_{80-90} Ab_{10-20}	3—4	Ng=1,526 Nm=1,524—1,525 Np=1,520	0,18	—	Промежуточный криптопертитовый ортоклаз (субмикроскопически сдвойникованный)		480—530	Зерно основной массы
Чаркассарский	Крупнозернистые аляскиты	67	Or_{65-70} Ab_{30-35}	10—11	—	0,58	—	Микропертитовый промежуточный микроклин	Rb—286 Cs—8,5	570 600	Крупное зерно
	Порфировидные биотитовые граниты	57	Or_{73-80} Ab_{20-27}	6—8	—	0	—	Промежуточный ортоклаз-микропертит	Rb=732—100 Cs—5,7—8,5	520 570	Порфировидные
	Мелкозернистые граниты	73—80	Or_{57-62} Ab_{38-43}	12—14	—	0,73—1,0	—	Криптопертитовый промежуточный (до максимального) микроклин		640 680	Рядовые зерна
Бабайобский	Кварцевые сиенито-диориты	62—63	Or_{72} Ab_{28}	7—8	—	0	—	Промежуточный ортоклаз (субмикроскопически сдвойникованный)	—	600	
	Кварц-роговообманковые сиенито-диориты	65—70	Or_{52-57} Ab_{43-39}	8	Nq=1,525	0	—	—	—	660 760	Обычные зерна
Алмалыкский	Сиенито-диориты	68—80	$Or_{65,8}$ $Ab_{10,1}$ $An_{5,1}$	10—13	—	0—0,2 (до 0,5—0,85)	—	Высокий ортоклаз-микропертит — промежуточный микроклин-пертит (нерешетчатый)	—	660	Зерно среднего размера

Примечание. Δs—степень оптической упорядоченности калинатровых полевых шпатов: Δρ—степень рентгеновской триклинности. Данные по составу калинатровых полевых шпатов из Алмалыкского сиенито-диоритового интрузива заимствованы из книги „Петрография Узбекистана", кн. II (1965).

зернам биотита. Это, по-видимому, обусловило низкое суммарное содержание TiO_2 и невысокую температуру кристаллизации магнетита.

Не располагая данными о химическом составе пироксенов в гипабиссальных интрузиях, приведем лишь некоторые его оптические константы. В Алмалыкском интрузиве пироксен присутствует преимущественно в габброидах, монцонитах, редко в породах диоритового состава. По оптическим константам он соответствует авгиту ($c : Ng = 48°$, $+2V = 56°$, $Ng - Np = 0{,}026$) и эгирин-авгиту ($+2V = 68°$, $Ng - Np = 0{,}036 - 0{,}042$).

Таблица 45

Закономерности распределения элементов-примесей в слюдах из гипабиссальных интрузий Кураминской подзоны и температура кристаллизации биотитов

Интрузия	Тип слюд	Светопреломление Ng—Nm	Общая железистость, мол. %	Элементы-примеси, г/т	t °C
Малые интрузии северного склона Кураминского хребта	Истонит-сидерофиллитовый (лепидомелан)	1,653—1,659	60—62	Li—340—470, Rb——1200—2300. Cs—27—34, Sc—23	600—620
Куюндинская	Истонит-сидерофиллитовый (мероксен-лепидомелан)	1,647	52	Li—270, Rb—890, Cs—50, Sc—44	550—600
Бабайобская	Истонит-сидерофиллитовый (лепидомелан)	1,660—1,667 (данные И. В. Белова, 1969)	63—66	—	—
Чаркассарская	То же	1,650—1,670	55—72	Li—400—1000, Rb——950—2743, Cs——42—90, F—1730——1800, Sc—15(?)	550—600

Примечание. Величина общей железистости приводится по данным светопреломления. Содержание элементов-примесей в малых интрузиях Курамы, включая Куюндинский интрузив, приводится по Г. И. Айзенштату (1967), в Чаркассарском массиве—по В. В. Козыреву и др. (1966).

В Бабайобском интрузиве (Белов, 1969) доминирует авгит, редко энстатит-диопсид ($c : Ng = 39—44°$, $+2V = 45—52°$, $Ng = 1{,}700—1{,}728$, $Nm = 1{,}696$, $Np = 1{,}690$), отношение волластонит : энстатит : ферросиллит равно 43 : (37—40) : (17—20). Ранний пироксен представлен преимущественно гиперстеном: $c : Ng = 0°$, $2V = 50—60°$, $Ng = 1{,}720—1{,}745$. Общая железистость по диаграмме В. С. Соболева — 60—66%. В гиперстене присутствует около 58% феррогастингсита. Как правило, ромбический пироксен встречается в 2-х генерациях. В кровле Бабайобского интрузива в гиперстене уменьшается содержание $FeSiO_3$ и соответственно величина Ng.

Зерна авгита ($c : Ng = 50—54°$, $+2V = 55—61$, $Ng = 1{,}710$, $Nm = 1{,}692$, $Np = 1{,}686$) встречены в некоторых субщелочных разностях пермских гранитоид-порфиров северного склона Кураминского хребта. Химический состав гипабиссальных интрузий приводится по данным силикатных анализов (табл. 46).

При расчете статистик петрогенных окислов (табл. 47), кроме ранее приведенных формул для количества анализов больше 30 определялась дисперсия.

При определении нормативного состава гипабиссальных интрузий для порфировых пород (пермский гранитоид-порфировый комплекс) не учитывался состав интрателлурических выделений, которые, как правило, присутствуют в виде вкрапленников в стекловатой породе эндоконтактов. К интрателлурическим отнесены вкрапленники роговой обманки, биотита и часть фенокристаллов плагиоклаза.

Содержание нормативного альбита в гипабиссальных интрузиях различного состава, за исключением диоритов и сиенито-диоритов, варьирует в пределах 21—34,5% (табл. 48).

Таблица 46

Химический состав гипабиссальных интрузий Кураминской подзоны

Окислы	Аляскиты		Граниты			Адамеллиты	
	3 (6 ан.)	4 (5 ан.)	2 (10 ан.)	3 (8 ан.)	4 (8 ан.)	2 (22 ан.)	3 (3 ан.)
SiO_2	77,04	76,86	68,38	74,93	73,20	64,25	68,20
TiO_2	0,15	0,15	0,35	0,13	0,36	0,38	0,41
Al_2O_3	13,11	11,92	14,84	12,73	15,32	15,39	15,75
Fe_2O_3	0,10	0,54	0,29	1,04	0,63	1,08	1,42
FeO	0,44	1,39	1,90	0,68	1,19	2,90	1,62
MnO	0,02	0,05	0,08	0,03	0,05	0,10	0,37
MgO	0,33	0,27	1,23	0,34	0,50	1,82	1,99
CaO	0,56	0,38	2,04	0,88	1,36	2,82	2,46
Na_2O	2,28	3,83	4,04	3,79	3,97	3,94	3,97
K_2O	4,26	4,05	4,23	3,54	4,38	4,59	4,43

Окислы	Гранодиориты				Диориты		Сиенито-диориты, монцониты	
	1—а (24 ан.)	1—б (27 ан.)	2 (27 ан.)	6 (7 ан.)	2 (4 ан.)	6 (4 ан.)	5 (48 ан.)	6 (18 ан.)
SiO_2	63,22	63,82	63,63	63,18	60,93	59,00	54,39	59,07
TiO_2	0,48	0,43	0,44	0,49	0,52	1,40	0,46	1,00
Al_2O_3	15,90	15,49	15,68	14,99	16,36	13,30	16,87	16,14
Fe_2O_3	1,75	1,79	1,74	1,98	2,29	5,51	3,77	2,65
FeO	3,04	2,23	2,70	2,50	3,15	4,07	2,76	4,33
MnO	0,11	0,10	0,13	0,14	0,20	0,18	0,18	0,12
MgO	2,10	1,62	1,76	0,75	2,44	1,47	2,78	2,68
CaO	4,10	3,22	3,71	3,02	4,77	5,55	5,22	4,07
Na_2O	1,36	3,65	3,24	3,77	3,60	3,70	3,50	3,61
K_2O	4,31	5,10	4,08	5,45	4,03	2,42	3,87	4,43

Примечание. 1 - а — Куюндинский интрузив, 1—б — его сателлиты, 2 — гипабиссальные малые интрузии северного склона Кураминского хребта, 3 — Шайданский массив, 4—Чаркассарский массив, 5 — Бабайобский интрузив, 6 — Алмалыкский интрузив.

Магма гипабиссальных интрузий Курамы насыщена SiO_2, о чем свидетельствует наличие вкрапленников кварца и полевого шпата в закаленных зонах интрузий. В отличие от мезоабиссальных тел интрузии не достигают котектического состава, характеризуясь сильными вариациями SiO_2.

Становление гипабиссальных интрузий, вероятно, происходило при давлении паров воды, не превышающем 500 *атм* (рис. 22).

Коэффициенты окисленности железа и фациальности. Отсутствие корреляционных зависимостей в гипабиссальных интрузиях Курамы между значениями Fe_2O_3 и FeO ($r=0,06—0,22$, при $r_{5\%}=0,44$) указы-

Таблица 47

Статистические параметры распределения петрогенных окислов в гипабиссальных интрузиях Кураминской подзоны

Окислы	Аляскиты, $n=11$	Граниты, $n=26$		Гранодиориты, $n=67$		Кварцевые диориты, $n=66$	
	$\overline{X}$	$\overline{X}$	s^2	$\overline{X}$	s^2	$\overline{X}$	s^2
SiO_2	76,98	72,14	3,14	64,98	11,08	56,08	3,68
TiO_2	0,15	0,28	0,16	0,52	0,15	0,82	0,22
Al_2O_3	12,50	13,26	0,09	15,66	1,08	16,08	1,26
Fe_2O_3	0,39	0,94	0,74	1,52	0,94	4,01	0,41
FeO	0,98	1,36	0,96	2,47	0,78	3,88	0,86
MgO	0,37	0,64	0,58	1,66	0,67	3,00	0,88
MnO	0,03	0,05	—	0,10	—	0,14	—
CaO	0,54	2,57	0,74	3,32	1,10	6,21	0,71
Na_2O	2,82	4,04	0,92	3,43	0,85	4,03	1,43
K_2O	4,30	3,99	0,60	3,99	1,15	3,06	1,44

вает на установление равновесия между окисным и закисным железом в расплаве на уровне глубинных магматических очагов (Кутолин, 1969).

Таблица 48

Нормативный состав гипабиссальных интрузивов Кураминской подзоны

Интрузив	Аляскиты	Граниты	Гранодиориты	Диориты, сиенито-диориты
Пермский комплекс гранитоид-порфиров северного склона Кураминского хребта	—	$Ab_{23}Or_{48}Q_{29}$	$Ab_{28,4}Or_{62,4}Q_{9,2}$	—
Куюндинский а) гранодиориты б) гранодиорит-порфиры и т. д.	—	—	$Ab_{34,5}Or_{42}Q_{24,5}$ $Ab_{26}Or_{49}Q_{25}$	—
Шайданский	$Ab_{21,2}Or_{28,2}Q_{50,6}$	$Ab_{35}Or_{23}Q_{42}$	$Ab_{191}Or_{36}Q_{45}$	
Чаркассарский	$Ab_{34}Or_{25,5}Q_{40,5}$	$Ab_{34,5}Or_{28,1}Q_{37,4}$	—	$Ab_{54}Or_{41,5}Q_{4,5}$
Алмалыкский сиенито-диоритовый массив	—	—	—	$Ab_{54}Or_{41,5}Q_{4,5}$
Бабайобский	—	—	$Ab_{38,5}Or_{43}Q_{18,5}$	$Ab_{49}Or_{43,5}Q_{7,5}$

По-видимому, это равновесие установилось уже к периоду кристаллизации ранних интрателлурических зерен темноцветных минералов — основных концентраторов железа.

С ростом кислотности и щелочности пород отдельных интрузивов отчетливо проявляется тенденция к уменьшению величины F (табл 49).

Более высокие значения F в породах ранних фаз интрузий Б. Ф. Нифонтов (1966) связывает с ассимиляцией свободного кислорода из вмещающих пород с переходом FeO в Fe_2O_3. В гипабиссальных аляскитах Курамы величина F равна 0,24—0,37, а $K_ф$ — 0,36—1,88, в гранитах соответственно: 0,52—0,67; 0,8—3,06, в гранодиоритах — 0,6—0,9; 0,6—2,65, в диоритах — 0,73—1,37, 0,82—3,75.

Показателен рост интервала разброса величин F от кислых пород к более основным, гибридным. Не исключено и влияние формационной принадлежности интрузий на величины F и $K_ф$. Формации повышенной щелочности (Алмалыкский, Бабайобский и Чаркассарский интрузивы) характеризуются более высокими значениями F и $K_ф$ по сравнению с

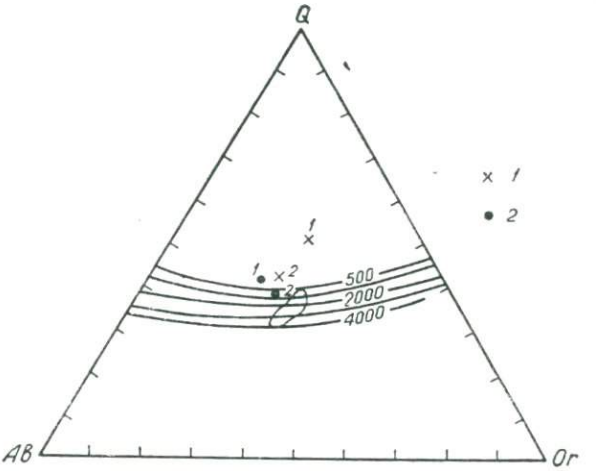


Рис. 22. Положение аляскитов (*1*) и гранитов (*2*) Шайданского (см. на рис., *1*) и Чаркассарского (*2*) гипабиссальных интрузивов в системе Na Al Si_3O_8—K $AlSi_3O_8$—SiO_2—H_2O.

менее щелочными формациями (гранитоид-порфиры, Куюндинский и Шайданский массивы). Это указывает на сложный характер зависимости описываемых коэффициентов от щелочности пород. Обратная зависимость фиксируется в последовательных фазах отдельных гомодромных интрузий, а прямая — в различных магматических формациях.

Данные по содержанию связанной воды приведены в таблице 50.

Распределение элементов-примесей в гипабиссальных интрузиях рассматривается на примере пермских гранитоид-порфиров Куюндинского и Чаркассарского интрузивов. По породам Шайданского и Алмалыкского массивов относительно небольшое количество исходных данных не позволяет применить статистический метод исследований.

Величина отношения $\frac{Nb}{V}$ характеризует глубину становления и эрозионного среза интрузива (Амшинский, 1968). Для рассматриваемых гипабиссальных интрузий Кураминской подзоны это отношение варьирует от 0,28 до 0,4. Также показательно параэлементное отношение $\frac{U}{Th}$, составляющее в породах 0,16—0,19.

По сравнению с кларками кислых и средних пород (Виноградов, 1962) гипабиссальные интрузивы, за исключением Чаркассарского, существенно обеднены Li и Cs. Гранитоиды Чаркассарского массива специализированы на Pb, Nb, U и Th, содержание этих элементов, также

как и Li, Rb, Cs и Th, в среднем в 2 раза превышает соответствующие кларковые величины. Сиенито-диориты Алмалыкского интрузива харак-

Таблица 49

Численные значения и дисперсия величин $F=\frac{Fe_2O_3}{FeO}$ и $K_ф=\frac{Fe_2O_3}{MgO}$ в гипабиссальных интрузиях Кураминской подзоны различного состава

Интрузив	Диориты		Гранодиориты		Граниты		Аляскиты	
	F/S_F^2	$K_ф/S_{K_ф}^2$	F/S_F^2	$K_ф/S_{K_ф}^2$	F/S_F^2	$K_ф/S_{K_ф}^2$	F/S_F^2	$K_ф/S_{K_ф}^2$
Гранитоид-порфиры	0,73—0,81 / 0,16	0,82—0,94 / 2,34	0,37—0,65 / 0,71	0,59—0,99 / 0,11	0,52 / 2,38	0,80 / 0,72	—	—
Куюндинский	—	—	0,58—0,81 / 0,62	0,83—1,1 / 0,14	—	—	—	—
Шайданский	—	—	0,88 / —	0,71 / —	0,53 / 0,14	3,06 / 1,04	0,24 / —	0,31 / —
Чаркассарский	—	—	0,79 / 0,64	1,98 / 0,36	0,67 / 0,18	1,60 / 0,85	0,37 / —	1,88 / —
Алмалыкский	1,37 / 3,94	1,36 / 4,86	—	—	—	—	—	—
Бабайобский	1,35 / —	3,75 / —	0,8 / —	2,65 / —	—	—	—	—

Таблица 50

Содержание связанной воды и величины P_{H_2O} в пермских гранитоид-порфирах и Куюндинском интрузиве северного склона Кураминского хребта

Состав пород	Число определений	Содержание связанной воды, %	P_{H_2O} *атм*, по: Н. И. Хитарову, 1963, t=1000°	P_{H_2O} *атм*, по: Т. Н. Далимову, 1963, t=850°	Приблизительная глубина становления, *км*
Порфировидные гранодиориты Куюндинского типа	2	1,5	400	470	1,5—1,7
Гранодиорит-порфиры Куюндинского типа	4	1,28	380	400	1,3—1,5
Кварцевые диоритовые порфириты	1	1,01	250	320	1—1,2
Адамеллит-порфиры, граносиенит-порфиры	1	1,52	400	470	1,5—1,7
Адамеллит-порфиры с гигантокристаллами ортоклаза	2	1,6	420	500	1,5—1,8
Гранит-порфиры	1	1,2	350	370	1,3
Гранодиорит-порфиры	1	1,3	380	400	1,3—1,5

теризуются высокими концентрациями Pb (в 3—4 раза выше кларка), а пермские гранитоид-порфиры — Zn (в 1,5 раза больше кларковых значений).

Средневзвешенные содержания элементов-примесей в гипабиссальных интрузиях Кураминской подзоны вычислялись с учетом количества произведенных анализов и дисперсий (табл. 51). По средним цифрам содержаний элементов-примесей определяется повышенная концентрация в гипабиссальных интрузиях U, Th, в диоритах Pb, Zn, Ta и пониженная — Li и Cs.

Большинство изученных гипабиссальных интрузий характеризуется ограниченным числом акцессорных минералов (табл. 52): от 12 до 16 (исключение составляет Чаркассарский массив). Среди акцессорных

Таблица 51

Средневзвешенные содержания и дисперсии элементов-примесей в гипабиссальных интрузиях Кураминской структурно-формационной подзоны, *г/т*

Параметры распределения	Li			Rb			Cs			Pb		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
$\overline{X}$	13,2	17,9	22	95,5	115	260	2,6	2,9	3,3	35	22	17
$S^2_{норм}$	—	36,7	320	2	1781	2980	—	—	—	—	9,27	196
n	4	33	38	4	40	48	4	44	44	30	44	39
$S^2_{логн}$	—	0,13	0,04	—	0,064	0,36	—	0,43	0,03	0,76	0,19	0,20

Параметры распределения	Zn			Nb			Ta			U		Th		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	2	3	1	2	3
$\overline{X}$	130	80,5	32	21	15	28	1,5	1,55	3,4	2,8	6	15	16	45
$S^2_{норм}$	92	629	420	—	21,27	—	—	0,33	—	—	—	—	—	—
n	28	67	28	10	37	59	4	16	45	5	6	3	5	5
$S^2_{логн}$	—	—	0,42	—	—	0,42	—	—	0,20	—	—	—	—	—

Примечание. 1 — диориты, кварцевые диориты, сиенито-диориты; 2 — гранодиориты; 3 — граниты, аляскитоидные граниты.

минералов других массивов на долю окислов приходится 3—4 минеральных вида, силикатов — 4—5, кальциевых акцессориев — 4—6, фосфатов редких земель и тантало-ниобатов — 0—1, сульфидов — 2—3.

Таким образом, по сравнению с мезоабиссальными интрузиями Курамы в гипабиссальных телах сокращается число простых силикатов и фосфатов редких земель и в меньшей степени сульфидов, отмечается бóльшее разнообразие силикатов. Общее число минеральных видов несколько уменьшается. Для большинства интрузий характерна сфен-циркон-магнетитовая ассоциация.

Парциальное давление кислорода при кристаллизации гипабиссальных интрузий Кураминской подзоны, исходя из диаграмм Д. Уонса, Х. Югстера (1963), С. С. Флешена и Е. Ф. Осборна (1957), для большинства массивов составляет 10^{-8}—10^{-13} *атм.*

Температурный градиент вычислялся для комплекса гранитоид-порфиров северного склона Кураминского хребта, а также для Шайданского и Бабайобского интрузивов.

Для большинства гранитоидных интрузий Кураминской подзоны характерен отчетливый перегрев магмы некотектического состава до 750—900° (табл. 53) на глубине. Это обусловило возникновение про-

Таблица 52

Распределение акцессорных минералов в некоторых гипабиссальных интрузиях Кураминской структурно-формационной подзоны

Интрузив	Число минеральных видов		Содержание акцессорных минералов, *г/т*	Автор
	общее	по ассоциациям		
Куюндинский	16	Окислы—3, силикаты—4, кальциевые минералы — 5, фосфаты TR —1, сульфиды — 3	Магнетит — 9600, сфен — 252, циркон — 209, апатит — 101, ортит — 17,8, знаки рутила, граната, анатаза, циртолита, шеелита, флюорита, турмалина, монацита, халькопирита, галенита, молибденита	В. В. Козырев, Ю. Б. Ежков и др. (1968), В. И. Айзенштат (1967), В. Ф. Викторов и др. (1964)
Гранитоид-порфировый комплекс Алмалыкского района	12—16	Окислы—3, силикаты—2—4, кальциевые минералы — 4—6, фосфаты и простые силикаты TR — 0—1, сульфиды — 2—3	Магнетит — 2330—10836, сфен — 1,5—311; циркон — 14,9—209, апатит — 17,5—132, ортит — до 11,2, лейкоксен — 0,03—11,2, анатаз — 0,02—0,22, рутил — 0,05—0,06, гранат — 0,3—6,5, турмалин — 0,2—4,5, флюорит — 0,04—0,2, торит — 0,06—0,6, шеелит — 0,06—0,52, ильменит— до 0,02, монацит — до 0,02, корунд — до 0,02, кианит — до 0,05, молибденит — 0,02—0,2, халькопирит — 3,7—9,1, галенит — до 0,42, сфалерит — 0,06—0,14.	В. Ф. Викторов, А. В. Рабинович и др. (1961), Ф. Ш. Раджабов (1962), В. И. Айзенштат (1967)
Шайданский	16	Окислы—4, силикаты—5, фосфаты TR — 0, кальциевые акцессорные минералы — 4, сульфиды — 3	Магнетит — 3347,9, ильменит — 7,2, анатаз — 4,2, сфен — 275,4, гранат — 0,6, апатит — 26,3, циркон — 198,3, циртолит — 2,8, ортит — 336,5, торит — 0,8, оранжит — 0,7, флюорит — 618,6, топаз — 41, галенит — 0,5, пирит — 16,7, халькопирит — 0,05	В. В. Козырев и др. (1968)
Чаркассарский	29	Окислы—8, силикаты—7, фосфаты TR—2, кальциевые минералы — 6, сульфиды —6	Магнетит — 2003,8, ильменит — 64, рутил — 0,7, анатаз — 6, брукит — 1, сфен — 11,6, гранат —0,8, апатит — 21,5, циркон — 196,2, циртолит — 15,6, ортит — 34,1, монацит — 103,95, гадолинит — 3,3, фергусонит — 145,8, торит — 0,8, оранжит — 13,8, флюорит — 315,9, турмалин — 2, шпинель — 0,001, касситерит — 0,1, шеелит — 0,0003, молибденит — 0,0003, пирит — 10, халькопирит — 0,3, галенит — 1,7, сфалерит — 0,0003, арсенопирит — 0,06, лейкоксен — 1,2, мартит — 27,2	То же
Алмалыкский	12	Окислы—3, силикаты—3, кальциевые минералы — 4, сульфиды —2	Магнетит — 1211, апатит — 265, циркон — 44,2, турмалин — 5,4, гранат — до 1,2, флюорит — 0,6, рутил — 0,3, сфен — 0,13, ильменит — до 1000, знаки ортита, галенита, молибденита	В. В. Козырев и др. (1968), В. Ф. Викторов, А. В. Рабинович, и др. (1964)
Бабайобский	8—11	Окислы—3—5, кальциевые акцессорные —2, силикаты — 1—2, фосфаты TR — 0, сульфиды — 2—3	Магнетит, апатит, циркон, сфен, рутил, анатаз, барит, перовскит, киноварь, ильменит, пирит	И. В. Белов (1969)

цессов ассимиляции и глубокого метаморфизма ксенолитов цоколя кристаллического фундамента.

Литостатическое давление пород кровли, исходя из мощности и удельного веса молодых толщ, прорываемых гипабиссальными интрузиями, составляет 500—600 *атм* (наименьшие значения). К этим циф-

Таблица 53

Термодинамические параметры формирования гипабиссальных интрузий Кураминской подзоны

Интрузив	Температура, °С			
	на глубине	в момент внедрения	в период кристаллизации расплава	позднемагматическая
Куюндинский	850—730	730	660	660—550
Малые интрузии северного склона Кураминского хребта	830—750	750	630	630—500
Шайданский	—	730	660	660—500
Бабайобский	до 900	800	800—750	730—600
Алмалыкский	Более 750	750—660	660—600	660—600

Интрузив	Давление, *атм*		Глубина, *км*	
	литостатическое	P_{H_2O}	становления	эрозионного среза
Куюндинский	550	до 600	Около 2	0,5—0,7
Малые интрузии северного склона Кураминского хребта	550	300—500	1—2	0,2—0,5
Шайданский	500—550	500—600*	Около 2	Около 0,5
Бабайобский	Около 550	—	Около 1,5—2,0	?
Алмалыкский	600	400—500	До 2,2	?

* Давление P_{H_2O}, равное 600 *атм*, определено для Чаркассарского массива методом Б. Г. Лутца (1968) для пары „магнетит—калинатровый полевой шпат".

рам близки и рассчитанные величины P_{H_2O} — от 300 до 600 *атм*, что при равномерном распределении нагрузки позволяет принять глубину становления интрузий равной 1—2 *км*. Для гипабиссальных интрузий Кураминской подзоны характерна также незначительная глубина эрозионного среза, не превышающая обычно 0,5 *км* от поверхности кровли, для Алмалыкского сиенито-диоритового массива, обнажающегося большей частью среди пород среднекарбонового структурного яруса, — вероятно, больше 0,5 *км*.

Субвулканическая фация (липаритовая формация)

К субвулканическим образованиям липаритовой формации относятся Самгарский, Кызылнуринский, Бабайтагский, Чилтенский и другие массивы и дайкообразные тела. Наиболее изучен Бабайтагский массив. В состав пород субвулканической фации входят гранит-порфиры, граносиенит-порфиры, фельзит-порфиры, сиенит-порфиры и т. д. Возраст их преимущественно пермо-триасовый, что подтверждается как палео-

фитологическими, так и геохронометрическими (240—218 млн. лет) данными.

Липаритовая формация возникла в течение нескольких импульсов вулканической деятельности. Каждому импульсу соответствует определенный горизонт или пачка вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, сопровождающихся экструзивно-субвулканическими аналогами.

Размеры тел от 100—150 $м^2$ до 300—350 $км^2$. Морфология их также разнообразна: преимущественно, это лакколиты, этмолиты, бисмалиты, дайкообразные тела. Особенностью их является межформационный, внутриформационный и межпластовый характер (Васильковский, 1952; Арапов, Далимов, 1965).

Большинство субвулканических интрузий приурочено к зонам крупных региональных разломов и локализуется в пределах наложенных вулкано-тектонических депрессий (Чилтенская, Карабашская, Камчикская и Адрасманская структуры и т. д.) В ряде наложенных структур субвулкано-экструзивные образования трассируют краевые и бортовые их части (Далимов, 1965; Арапов, 1966—1968).

Субвулканические и экструзивные отложения тесно связаны с вулканическими процессами и образуют вулкано-плутонические комплексы и вулкано-плутоны (например, пермо-триасовый вулкано-интрузивный комплекс; Далимов, 1965).

Процессы ассимиляции и гранитизации для рассматриваемых пород в целом не характерны. Только сиенито-диоритам, сиенит-порфирам Чилтена, вероятно, свойственна железо-магнезиальная ассимиляция на глубине, которая выражается в наличии неравновесных пироксенов и амфиболов. Отсутствие процессов ассимиляции на месте становления интрузии объясняется слабыми физико-химическими и тепловыми возможностями внедряющей магмы. Однако в породах субвулканической фации весьма интенсивно и четко проявлены процессы ликвации первичного кислого расплава. О существовании этого процесса свидетельствуют различный состав фьямме и мезостазиса пирокластических пород, наличие многочисленных сферолитов, сферокристаллов, тонкая полосчатость субвулканических образований — полосы, обогащенные калием и натрием, сменяются полосами, обедненными этими элементами, фрагменты эмульсионных структур с разделением базиса пород на две отдельные фазы: легкую и более тяжелую, наличие тонких отщеплений, взаимопересечений и т. д.

Возможность ликвации в кислых расплавах экспериментально подтверждена Д. П. Григорьевым (1938), а позже объяснена М. А. Фаворской (1962), В. П. Петровым и др. (1962).

Экзоконтактовый метаморфизм, связанный с субвулканическими образованиями, проявлен очень слабо. Обычно он выражается в небольшом обжиге, оплавлении вмещающих пород. Ширина экзоконтактового метаморфизма 0,5—1 *м*, чаще 15—20 *см*.

Парагенезис минералов экзоконтактовых зон следующий: плагиоклаз+кварц+биотит+хлорит, что соответствует роговикам альбит-эпидот-роговиковой фации. Температура внедрения расплава 650—750° (Ферхуген, Тернер, 1958). В эндоконтактовой зоне шириной 1—1,5 *м* образуются афировые стекловатые и флюидальные породы. Обычно флюидальность повторяет контуры контакта.

Структура пород в эндоконтактах порфировая, а в мезостазисе эмульсионная, криптокристаллическая, стекловатая, фельзитовая, микропойкилитовая.

Количество калинатрового полевого шпата в рассматриваемых породах варьирует от 4—5 до 35—40% (рис. 23). Кроме того, зна-

чительная часть этого минерала содержится в базисе пород (30—35% количества мезостазиса). Во всех названных типах пород калинатровый полевой шпат образует несколько генераций: интрателлурические вкрапленники, в базисе и в пустотах породы.

Во вкрапленниках калинатровый полевой шпат представлен крупными (до 1,5—2 *см*) таблитчатыми зернами, которые по периферии корродируются зернами альбита, кварца и других минералов. Интенсивно пертитизирован (преимущественно пертиты распада и замещения). Оптические свойства его следующие: $-2V=70—82°$, $\Delta\rho=0{,}65—0{,}45$, $\angle Nm : \perp P\ (001)=8°$, что соответствует субмикроскопически сдвойникованному триклинному промежуточному ортоклазу, реже микроклину с составом $Ab_{15}Or_{82}An_2$. В калишпатах граносиенит-порфиров бабайтагского типа угол оптических осей варьирует от —72 до —82°, иногда

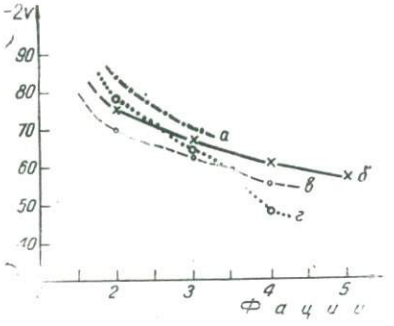


Рис. 23. График изменчивости средних величин — 2V калинатровых полевых шпатов в аляскитах (*а*), гранитах (*б*), гранодиоритах (*в*) и диоритах (*г*) Кураминской подзоны с глубиной.

Фации глубинности: *1*—абиссальная; *2*—мезоабиссальная; *3*—гипабиссальная; *4*—субвулканическая; *5*—эффузивная.

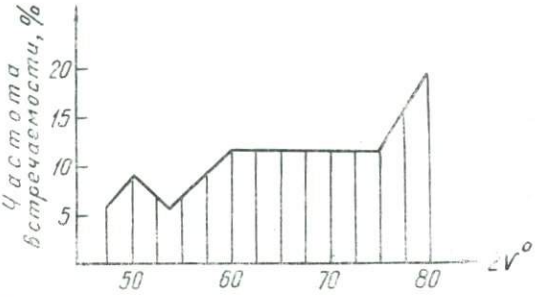


Рис. 24. Значение углов оптических осей калинатровых полевых шпатов в граносиенит-порфирах Бабайтагского массива.

от —60 до —82°, степень рентгеновской триклинности равна 0,8—0,7, $\angle Nm : \perp P\ (001)=9—10°$, что соответствует промежуточному микроклину со следующим составом: $Ab_{18,7}\ Or_{79,8}\ An_{2,5}$. Наряду с этой разновидностью калинатрового полевого шпата в породах часто встречается промежуточный ортоклаз-криптопертит ($Ab_{24-27}\ Or_{73-76}$; $\Delta S=0{,}2$) или высокий триклинный ортоклаз ($Ab_{15}Or_{85}$; $-2V=48—50°$).

В основной массе калинатровый полевой шпат образует мелкие (0,5—0,3 *мм*) зерна, ассоциирующие с кварцем, альбитом и биотитом. Оптические свойства его следующие: $-2V=50—65°$, $\Delta\rho=0{,}12—0{,}52$); $Ab_{22}Or_{78}$ — соответствует высокому триклинному ортоклазу. В граносиенит-порфирах бабайтагского и чилтенского типов эта генерация калинатрового полевого шпата имеет следующий состав: $Ab_{17}Or_{80,5}An_{2,5}$; $-2V=66—71°$, $\Delta\rho=0{,}4—0{,}6$.

В пустотах пород встречается поздний, лейстовидный калинатровый полевой шпат, соответствующий гомогенному санидину или анортоклазу ($-2V=50—45°$, $\Delta S=0—0{,}2$; рис. 24).

Таким образом, для субвулканических интрузий Курамы отмечается три генерации калинатровых полевых шпатов: максимальный микроклин, высокий триклинный ортоклаз и санидин.

Применяя общеизвестные методы, мы определили температуру образования этих минералов — 500—650° (по Т. Барту и И. Д. Рябчикову).

Состав плагиоклазов рассматриваемых пород также разнообразен и колеблется от андезина (35% An) до альбита (5—6% An), в сиенито-диоритах и гранодиорит-порфирах — от андезина (47—44% An) до альбита (4% An).

Как показало детальное изучение, плагиоклазы подразделяются на две генерации: интрателлурические вкрапленники, соответствующие по составу андезину (30—40% An), и минералы, образовавшиеся на месте и соответствующие альбиту и альбит-олигоклазу.

Первая генерация плагиоклазов характеризуется зональным строением, крупными размерами, таблитчатой формой. Степень оптической упорядоченности варьирует от 0,62 до 0,9, что соответствует высокотемпературному или промежуточному типам оптики.

Вторая генерация плагиоклазов близка по составу к альбиту, альбит-олигоклазу. Образует мелкие идиоморфные кристаллы размером 0,5—1,5 *мм*; $+2V=80—84°$; степень оптической упорядоченности 0,4—0,6. Характеризуется высокотемпературной оптикой.

В пределах глубокоэродированных массивов, обладающих значительным размывом, отмечается приуроченность андезинов и андезин-лабрадоров к донным (глубокоэродированным) частям массивов, а более кислых разностей плагиоклазов — к апикальным выступам.

Биотит в породах данной фации распространен незначительно (0,5—1—7—8%). Повсеместно сильно изменен: хлоритизирован, эпидотизирован, замещен карбонатом, а в экструзивных куполах или апикальных частях субвулканических тел — опацитизирован.

Он образует неправильные, лапчатые, сильно корродированные чешуйки, полигональные зерна с отчетливым плеохроизмом от бледно-зеленого, бесцветного (Np) до густо-зеленого (Ng).

Показатели преломления и определенная по В. С. Соболеву (1950) железистость биотитов приводятся ниже.

Порода	*Ng=Nm*	*Np*	*Общая железистость, мол. %*
Гранодиорит-порфир	1,646	1,596—1,598	42—50
Гранит-порфир	1,643	1,594—1,597	43—45
Граносиенит-порфир	1,630	—	36—38
Кварцевый порфир	1,636	—	38—42

Химический состав биотитов гранит-порфиров Бабайтагского массива следующий (вес. %):

Окислы	*Проба*	
	№ 1018	*№ 1037*
SiO_2	38,64	35,06
TiO_2	2,37	2,55
Al_2O_3	18,93	17,44
Fe_2O_3	0,76	3,22
FeO	18,36	19,08
MgO	7,70	7,70
CaO	3,21	2,96
Na_2O	1,13	2,06
K_2O	7,23	7,25
F	0,80	0,80
П. п. п.	1,1	0,77

Амфибол (обыкновенная роговая обманка) встречается в незначительном количестве (1—0,5%) и образует удлиненные, ромбовидные, сильно хлоритизированные, опацитизированные зерна размером 0,5—1,4 *мм*. Оптические свойства таковы: $c:Ng=21°$, $-2V=79°$, $Ng—Np=0,023$.

Пироксен (авгит) образует единичные короткопризматические зерна размером 0,5—0,3 *мм*. Характерен только для глубокоэродированных участков гранит-порфировых интрузий и сиенит-порфиров чилтенского типа ($c : Ng = 44°$, $+2V = 58°$, $Ng - Np = 0{,}020 - 0{,}024$). По краям зерна пироксена замещаются уралитовой роговой обманкой, хлоритом, эпидотом и карбонатом.

Основная масса этих пород и степень раскристаллизации находятся в прямой зависимости от фациального положения их в пределах массива. Центральные части массива (долина р. Джиблан, Каттасай и др.) характеризуются микрогранитовой, микропегматитовой, аллотриоморфнозернистой структурой, фенокристаллы резко преобладают над основной массой. Несколько выше по вертикали (примерно на 200—250 *м*)

Таблица 54

Усредненный химический состав субвулканических интрузий

Окислы	Сферолитовые кварцевые порфиры и фельзиты (12)	Гранит-порфиры (13)	Граносиенит-порфиры (14)	Сиенит-порфиры (5)
SiO_2	76,11	72,07	65,00	62,0
TiO_2	0,22	0,22	0,40	0,45
Al_2O_3	12,33	13,49	16,23	16,9
Fe_2O_3	1,18	0,68	0,67	2,19
FeO	1,0	1,64	2,89	2,2
MnO	0 06	0,04	0,12	0,02
MgO	0,35	0,9	0,6	1,3
CaO	0,87	1,79	2,8	2,63
Na_2O	2,89	3,39	3,5	3,9
K_2O	5,11	5,11	5,3	5,2
П. п. п.	0,54	0,8	1,2	0,8
H_2O^+, H_2O^-, CO_2, SO_3	--	0,75	3,11	2,40
Сумма	100,66	100,08	99,21	99,98

отмечается комбинация микроаллотриоморфной структуры с микроаплитовой, а в апикальной части структура становится неравномернозернистой, переходит в криптокристаллические разности. Количество фенокристаллов здесь резко сокращается, появляются элементы флюидальности. Состав мезостазиса тот же, что и во вкрапленниках: плагиоклаз, кварц, калинатровый полевой шпат, биотит.

Как видно из приведенных данных, субвулканические интрузии четко подразделяются на две группы: ультракислые и субщелочные, различающиеся между собой по величинам содержания кремнезема и щелочей. В ряде работ (Айзенштат, 1967, 1968; Далимов, 1965, 1968) показано, что глубинные части субвулканических интрузий представлены гранит-порфирами, порфировидными, аляскитоидными гранитами, а их апикальные части — фельзитами, кварцевыми порфирами, сферолит-порфирами. Различия в химизме (табл. 54) между этими частями единых субвулканических интрузий очевидны: с глубиной уменьшается содержание SiO_2 (от 76,11 до 72%), Fe_2O_3 (от 1,18% до 0,68%) и растет количество FeO (от 1,00 до 1,64%), MgO (от 0,35 до 0,9%), CaO (от 0,87 до 1,79%).

Аналогичная картина отмечается и для субщелочных пород. Весьма чувствительным параметром фациальности этих пород является изменение коэффициентов окисленности железа. Для апикальных и краевых частей массивов величина коэффициента окисленности железа состав-

ляет 1—1,2, она закономерно уменьшается в гранит-порфирах, достигая 0,41—0,5, а коэффициент фациальности соответственно равняется 3,5 и 0,75. В свое время Т. Н. Далимовым и др. (1965) был проведен ряд определений количеств связанной воды в породах субвулканической и гипабиссальной фаций по методу Г. И. Хитарова.

Для кварцевых порфиров, фельзит-порфиров содержание связанной воды составляет 0,5—0,9% (ср. из 18 определений), что соответствует глубинам порядка 0,6—1 *км*, в гранит-порфирах — 1,5—1,7% (ср. из 10 определений) —1,5—2 *км*, в субщелочных породах — от 1—1,2 до 1,5—1,7% —1—2 *км*.

Таблица 55

Среднее содержание некоторых элементов-примесей, *г/т*

Порода	Li $\frac{S^2;\ V}{}$	Rb $\frac{S^2;\ V}{}$	Pb $\frac{S^2;\ V}{}$	Zn $\frac{S^2;\ V}{}$	U	Th	Nb	Ta
Кварцевые порфиры (62 ан.)	16 / 1,04; 0,52	450 / 45; 1,12	174 / 0,82; 0,31	110 / 0,14; 0,8	22,7	28	11—351	1
Гранит-порфиры (56 ан.)	24 / 1,84; 0,5	403 / 20,4; 1,0	179 / 0,67; 0,5	118 / 0,02; 0,3	15	48	20	3,6

Примечание. S^2—дисперсия распределения, V—коэффициент вариации.

Нормативный состав пород, рассчитанный без учета вкрапленников, приведен ниже.

Порода	*Нормативный состав*
Кварцевые порфиры	$Ab_{22}Or_{35,5}Q_{42,5}$
Гранит-порфиры	$Ab_{27}Or_{21,5}Q_{51,5}$
Граносиенит-порфиры	$Ab_{25}Or_{36}Q_{39}$
Сиенит-порфиры	$Ab_{31}Or_{24}Q_{45}$

В породах субвулканической фации содержатся следующие малые элементы: Rb, Cs, Li, Tl, Nb, Ta, Ga, Ge, Pb, Zn, Mo и др. Распределение их изучалось рядом исследователей (Козлова, 1954; Урунбаев, 1965—1969; и др.). Для сравнительного анализа субвулканических интрузий с породами других фаций приводим содержание в них ряда редких и рассеянных элементов (табл. 55).

Как видно из приведенных данных, все малые элементы, за исключением рубидия, распределяются в породах нормально. Содержание лития увеличивается с глубиной, что в целом согласуется с поведением двухвалентного железа и магния. В верхних частях массивов скапливаются уран, рубидий и цезий.

Термодинамические параметры субвулканических образований, определенные с помощью вышеизложенных методов, следующие: давление (*атм*): $P_{лит} \geqslant 180—200$, $P_{бок} — 430—820$; $P_{H_2O} — 500$, чаще 350—400, температура (град.): магматическая — 660—750, позднемагматическая — 500—650; глубина становления (*км*): 0—1,8, чаще 0,8—1,0

Рассмотрев данные по условиям образования гранитоидных формаций Кураминской подзоны, можно сделать следующие выводы:

1. Большинство интрузивов этого района относится к гранитоидам малых и средних глубин (субвулканическая, гипабиссальная и мезоабиссальная фации). Интрузии больших глубин крайне редки (Кара-

бауский массив). Эта особенность магматических образований Кураминской подзоны и обусловливает металлогеническую специфику района (обилие гидротермальных низкотемпературных, среднетемпературных, меднопорфировых и других месторождений, относительно слабое развитие скарнов, обилие рудопроявлений, связанных с зонами пропилитизации, отсутствие грейзеновых, пегматитовых месторождений и т. д.).

2. Малоглубинный характер гранитоидов Кураминской подзоны определяет их тесную связь с вулканическими формациями. С этой точки зрения Кураминская подзона должна рассматриваться как своеобразная область проявления сложного вулкано-плутонического магматизма.

3. Анализ особенностей вещественного и минералогического состава, тектонического положения гранитоидов Кураминской подзоны позволяет сделать вывод об их базальтоидном происхождении. Об этом свидетельствует преобладание андезитов, гранодиоритов над типичными гранитами и липаритами, высокие содержания Ti, Mn, V в темноцветных породообразующих и акцессорных минералах, а также геофизические данные (большая мощность «базальтового» слоя — 18—22 *км* в пределах Кураминской подзоны).

4. На примере гранитоидов Кураминской подзоны мы убедились в том, что фациальность интрузий определяется многими факторами и в свою очередь влияет на особенности состава и структуры образующихся пород.

Глава V

ФАЦИИ ГРАНИТОИДОВ ЮЖНОГО УЗБЕКИСТАНА

Главнейшие особенности геологического строения

Южный Узбекистан включает в себя западную часть Гиссарского хребта и его юго-западные отроги — хребты Сурхантау, Байсунтау, Чакчар и Яккабагские горы.

В тектонических схемах Н. М. Синицына (1957), В. И. Попова (1938), А. П. Марковского (1937) территория Южного Узбекистана рассматривается как самостоятельная геотектоническая единица. Одни авторы (Карпова, 1958; Абдуллаев и др., 1962) относят ее к категории срединных массивов, другие считают ее ядерным участком, третьи — активизированным выступом Русской платформы (Ахмеджанов, Борисов, 1966).

В настоящее время существует несколько схем районирования[1] территории Гиссарского хребта и его юго-западных отрогов. Так, Н. К. Морозенко и Е. Н. Горецкая (1963) разделяют эту область на три района: западный, центральный и северный. М. М. Кухтиков (1967) подразделяет территорию Гиссаро-Алая на ряд зон, из которых в пределах Южного Узбекистана находятся Османталинская, Сурхантауская, Байсун-Кштутская, Бешнауская, Центрально-Гиссарская и др. По мнению указанных авторов, каждая из этих зон отличается друг от друга типом разреза, характером магматизма, историей развития и типом структур. И. А. Кензин (1965) среди них выделяет ряд районов и участков, в значительной мере детализируя границы отдельных зон.

В последние годы появились возражения против такого районирования Южного Узбекистана. Так, В. А. Хохлов, А. В. Покровский (1963) подразделяют Южный Узбекистан на две структурно-формационные зоны: Южно-Гиссарскую субгеосинклинальную и собственно Гиссарский срединный массив[2]. Различаются они характером развития этих районов, набором магматических формаций и др.

На унифицированной рабочей схеме магматизма Средней Азии Е. Н. Горецкая (1964) подразделяет территорию юга Узбекистана также на две структурно-формационные зоны: Байсунскую (юго-западные отроги Гиссара) и Южно-Гиссарскую. Это же подразделение мы находим на «Тектонической карте Узбекской ССР» (1967—1968) под

---

[1] Более полные сведения по этому вопросу имеются в работах В. И. Попова (1938), Н. М. Синицына (1957), М. М. Кухтикова (1967), Е. Н. Горецкой (1963), И. А. Кензина (1965) и др.

[2] По А. В. Покровскому, граница между этими структурно-формационными зонами проходит вдоль Южно-Гиссарского разлома. В отличие от этого мы проводим границу севернее Яккабагского хребта.

редакцией В. Г. Гарьковца и Х. Т. Туляганова. Кроме того, оно подтверждается также исследованиями Д. А. Рубанова (1965—1969) и других авторов.

Главнейшие отличительные особенности этих зон сводятся к следующему.

1. Гиссарский срединный массив (Байсунская зона) характеризуется широким развитием докембрийских метаморфических образований, отсутствующих в соседней Южно-Гиссарской зоне. На территории Таджикистана он может быть сопоставлен с Каратегинским или Гармским блоками.

2. В Гиссарском срединном массиве исключительно развиты древние (докарбоновые) граниты абиссальной и ультраабиссальной фаций, которые совершенно отсутствуют на территории Южно-Гиссарской подзоны. В ней широко развиты гранитоидные формации средних и малых глубин (Далимов, Алиев, Головин, Айзенштат, 1971); различна также и металлогеническая специализация названных районов.

3. В Гиссарском срединном массиве практически нет отложений ордовика, силура, кембрия, девона, которые в той или иной степени развиты в Южно-Гиссарской подзоне. В первой структуре чрезвычайно широко распространена нижнекарбоновая липаритовая формация, которая в настоящее время определяет металлогеническое лицо региона (колчеданно-полиметаллические месторождения: Хандиза, Малянгур и др.). В Южно-Гиссарской зоне эта формация отсутствует.

4. Названные структуры различаются характером развития. Южно-Гиссарская субгеосинклинальная подзона, заложенная, по М. М. Кухтикову (1967), в раннем палеозое, характеризуется довольно спокойным режимом развития. Бурная магматическая деятельность начинается здесь с раннекарбонового времени и продолжается до триаса. Кроме того, в этой зоне развиты типично геосинклинальные магматические формации (спилито-диабазовая, габбро-перидотитовая — в ранней стадии, гранодиорит-гранитовая, андезитовая — в стадию инверсии, липаритовая, гранит-граносиенитовая — в постконсолидационную стадию, и, наконец, формация щелочных базальтов и габброидов — в стадию активизации (Баратов, Мушкин и др., 1969).

Гиссарский срединный массив, начиная с конца докембрия (возможно, венда?), существует как длительно размывавшаяся область. Наиболее активный пароксизм магматической деятельности приходится на раннекаледонский (?) период, т. е. на время формирования формации двуслюдяных и высокоглиноземистых гранитоидов и т. д. Широко развитые в этом районе кислые вулканиты (липаритовая формация), отдельные фрагменты спилито-диабазовой формации C_1 произошли в результате явлений «отраженной активизации» в связи с развитием смежной Южно-Гиссарской зоны.

Эти различия позволяют нам на территории Южного Узбекистана вслед за предыдущими исследователями выделять две структурно-формационные зоны: Байсунскую и Южно-Гиссарскую.

Байсунская зона (юго-западные отроги Гиссарского хребта) отделяется от смежной Южно-Гиссарской полосой Южно-Гиссарского разлома, который трассируется выходами ультраосновных пород (Кундаджуазский, Захчинский и другие массивы). Ширина этой зоны от 10 до 25 *км*. На западе (окончание Яккабагского хребта) эта зона погружается под мезокайнозойские отложения. В последние годы южная граница этой подзоны определяется довольно отчетливо, благодаря установлению глубинного характера Южно-Сурхантауского разлома (Хамрабаев, Далимов, Попова, Велитченко, 1967—1969). Этот раз-

лом прослежен названными авторами от сел. Киясу до Готхаки и, вероятно, продолжается далее к бассейну р. Кайрак. Глубинный характер этого разлома подтверждается и последними геофизическими исследованиями. По данным Х. Юсупходжаева (1969), в области развития этого разлома намечается существенное изменение поведения границ Мохоровичича и Конрада. Вдоль него внедряются тела серпентинитов (перевал Аксу-Бадава) и локализуются центры древней (карбоновой) вулканической деятельности.

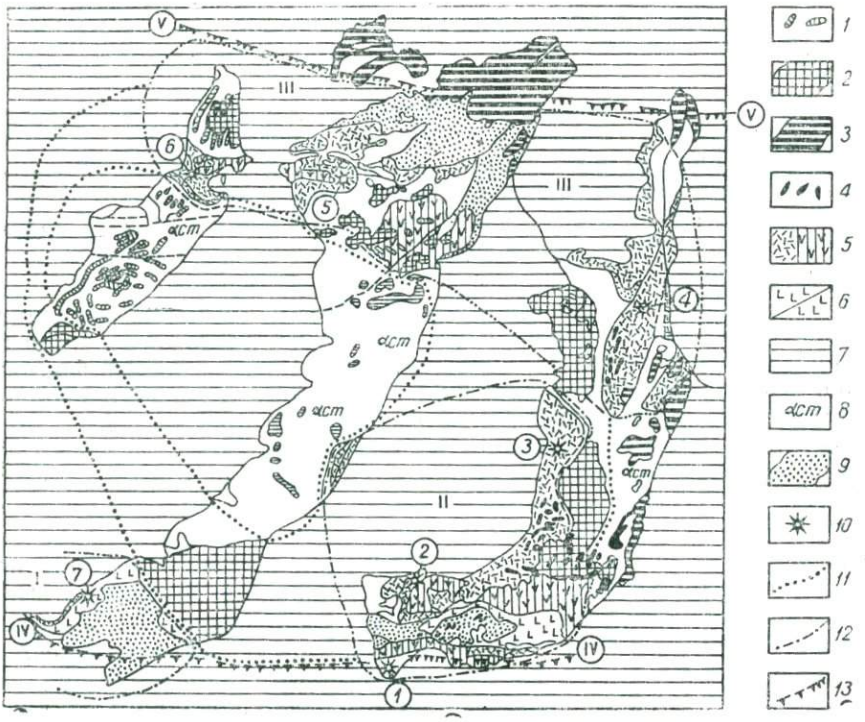


Рис. 25. Схема зональности в размещении гранитоидных формаций юго-западных отрогов Гиссара (Байсунский массив), составил Т. Н. Далимов, 1970 г.

1 – мигматитовая формация (aCm) (ультраабиссальная фация); *2* – формация двуслюдяных и высокоглиноземистых гранитов ($Д_2$–$Д_3$?) (абиссальная фация); *3* – габбро-гранодиорит-гранитная формация (C_2–C_3) (внегеосинклинальная, аллохтонная, мезоабиссальная фации); *4* – гранит-граносиенит-порфировая формация (гипабиссальная фация); *5* – липаритовая формация и ее субвулканические аналоги (C_1) (вулканический комплекс фаций); *6* – спилито-диабазовая формация (C_1n); *7* – мезокайнозойский чехол; *8* – докембрийские образования (гнейсы, сланцы); *9* – флишоидные образования (C_2); *10* – центры вулканической деятельности; *11* – границы ядра и его обрамления; *12* – границы вулкано-тектонических депрессий; *13* – зоны глубинных разломов. См. на рис. *I* – Кайракский прогиб; *II* – Сурхантау-Дималекская вулкано-тектоническая депрессия; *III* – Южно-Сурхантауский глубинный разлом; *IV* – Южно-Гиссарский глубинный разлом; центры извержения: *1* – Готхакинский; *2* – Дибалинский; *3* – Ходжабарку-Малянгурский; *4* – Хандизинский; *5* – Кызылмечетский; *6* – Карасанский; *7* – Кайракский.

Характерной особенностью рассматриваемого срединного массива является зональное строение (рис. 25). В центральных частях (хребты Байсунтау, Чакчар) можно выделить древнее докембрийское ядро и его обрамление (хребты Сурхантау, Яккабаг). К ядру приурочены наиболее древние метаморфические (10—13 *км*) образования и гранитоиды (формация кордиеритовых, силлиманитовых и гранатовых гранитов, формация мигматитов, по В. А. Хохлову, В. Е. Головину). Эти гранитоиды образуют неправильные инъекционные тела, согласные залежи (Бахчинский, Уруклинский, Верхнекызылсайский массивы).

В обрамлении ядра степень метаморфизма и мощность пород докембрия падают. А. В. Покровский (1968), В. А. Хохлов и др. (1969), отмечают здесь только верхние части докембрийских метаморфических образований, а возможно, и Cm (по наличию фауны микрофоссилий). Древнее ядро окаймляется прерывистым кольцом условно каледонских интрузий (356—340 млн. лет): Гуматагской, Обинаурузской, Вахшиварской и др.

Внешняя зона срединного массива занята наложенными вулканотектоническими депрессиями (грабен-синклиналями): Хандиза-Чакчар-Яккабагской, Сурхантау-Дималекской и Кайракской. На существование этих субширотных структур впервые обратили внимание В. А. Арапов, О. И. Черных (1966), И. Е. Гамалеев (1967—1969), а позднее это подтвердилось нашими исследованиями. Общим для этих структур, по И. Е. Гамалееву, является наложенный характер на жесткое консолидированное докембрийское основание, субширотная ориентировка, наличие преимущественно одних и тех же формаций (интрузивных и вулканических) и почти однотипная колчеданно-полиметаллическая минерализация.

Отличаются они тем, что в Сурхантау-Дималекской и Кайракской структурах довольно значительно распространены намюрские основные вулканиты. Детальное картирование (В. В. Михайлов, Т. Н. Далимов) позволяет установить, что внутри них расположены небольшие участки типа кальдерного обрушения, характеризующиеся большими мощностями осадков, многообразием грубых фаций вулканитов, насыщенностью экструзиями и субвулканическими телами. В Сурхантау-Дималекской структуре такие участки намечаются в районе верховьев рек Малянгур и Вахшивар, в окрестностях селений Диболо и Готхаки. В северной структуре участки кальдерного обрушения встречаются в районе гор Карасан и Харкуш, бассейне р. Аксу и т. д.

Стратиграфия. Наиболее древними отложениями рассматриваемой территории являются образования докембрия, представленные сланцами, мигматитами, гнейсами, амфиболитами и другими глубокометаморфизованными породами. Общая мощность их колеблется от 7 до 13 *км* (В. А. Хохлов, А. В. Покровский). Особого внимания среди них заслуживают ортоамфиболиты, которые, по мнению названных авторов, произошли в результате метаморфизма основных эффузивов (спилито-диабазовая формация)[1].

С резким угловым и азимутальным несогласием на докембрийские образования ложатся породы каменноугольного периода, представленные разнообразными осадочными, вулканогенными и терригенными образованиями. Карбоновые отложения наиболее широко распространены в Байсунской подзоне. Их общая мощность достигает 4,5—5 *км*. Исследованиями Г. С. Чикрызова (1952), Е. М. Головина (1949), С. К. Овчинникова (1950), А. Т. Тарасенко (1949—1950), Е. Н. Горецкой (1963), Ф. Р. Бенш и др. эти породы разделены на ряд свит, на характеристике которых мы остановимся ниже.

Зойская свита (C_1t) впервые выделена Г. С. Чикрызовым в 1947 г. в бассейне р. Зой, где она развита на довольно незначительных площадях (1,5—3 *км*^{2}). Здесь она представлена слюдистыми, углистыми сланцами, песчаниками с прослоями вулканических пород. В дальнейшем свита изучалась С. К. Овчинниковым, Ф. Р. Бенш (1965), С. Я. Лапидусом (1963) в хребтах Яккабаг, Чакчар, Сурхантау.

[1] Эти породы ввиду недостаточной изученности в настоящей работе не рассматриваются. По данным В. А. Хохлова (1969—1970), в верхней части докембрийских образований развиты андезиты и липариты (бассейн р. Малянгур).

Вахшиварская свита (C_1V) ранее выделялась под названием каратагской. Отложения ее на территории Байсунской подзоны очень широко развиты и представлены преимущественно вулканогенными (туфами, игнимбритами, туфолавами, лавобрекчиями, агломератовыми туфами и т. д.), реже осадочными образованиями. Стратотип этой свиты находится в верховьях р. Вахшивар, где мощность ее равна 1500—1700 *м*. Возраст свиты, определенный по фауне брахиопод, кораллов, фораминифер, достаточно четко датируется рамками визе-намюра (Бенш, 1965).

Ходжирбулакская свита (C_1n) выделена впервые Е. М. Головиным в 1941 г. в урочище Ходжирбулак. Отложения ее (спилито-диабазовая формация) для территории рассматриваемой подзоны не характерны. Она представлена основными вулканитами (спилиты, диабазы, оливиновые порфириты и их туфы), известняками гониатитовыми и в меньшей мере терригенными образованиями. Стратотип этой свиты изучен в пределах Южно-Гиссарской зоны в верховьях рек Каратаг, Ширкент, Сарбинсай, Кштут, где мощность ее достигает 2—2,5 *км* (Горецкая, 1962). В юго-западных отрогах породы свиты встречаются в районе рек Бадава, Аксу, мощности их незначительны (100—110 *м*).

Сагдорская свита (C_2Sd) выделена в бассейне р. Сагдор в Южно-Гиссарской зоне. Породы ее представлены исключительно терригенными образованиями: алевролитами, песчаниками, аргиллитами, гравелитами и конгломератами. В юго-западных отрогах Гиссарского хребта она распространена в бассейне рек Аксу, Бадава, Зой, Вахшивар и т. д. Общая мощность свиты на юге Сурхантау 700—750 *м*, а в центральной части Сурхантау-Дималекской грабен-синклинали, по Ф. Р. Бенш, достигает 2000 *м*.

Алячапанская свита (C_3) также имеет терригенный характер и представлена конгломератами, песчаниками и алевролитами.

Некоторые особенности магматизма. Магматические процессы в Южном Узбекистане проявились в период от докембрия (формация ортоамфиболитов и палингенных гранитов) до триаса (трахидолеритовая формация в Южном Гиссаре). Это, а также незначительное количество радиологических данных, неизученность отдельных комплексов и сложность тектонического развития района затрудняют создание единой, унифицированной схемы магматизма.

Магматизм этого района изучался многими авторами. Наиболее распространенной до настоящего времени являлась схема И. М. Исамухамедова, П. Д. Купченко и др. (1960—1969). Она в определенной степени суммирует взгляды предыдущих исследователей и исходит из двух предпосылок:

1. Южный Узбекистан (Гиссарский хребет и его юго-западные отроги) рассматривается как единая тектоническая структура, а гранитоидные и даже базит-гипербазитовые тела — как сателлиты Гиссарского батолита (Петрография Узбекистана, кн. 2, 1966).

2. Разнообразие пород района обусловлено первоначальной аляскитовой магмой.

Собранный к настоящему времени материал в значительной мере противоречит схеме названных авторов.

О существенном различии между Байсунской и Южно-Гиссарской зонами мы уже упоминали. Кроме этого, большинство интрузивов Юго-Западного Гиссара (Вахшиварский, Бахчинский, Обинаурузский и др.) повсеместно перекрыто фаунистически охарактеризованными отложениями карбона и к герцинидам не имеет никакого отношения.

Поэтому не случайно, что в схемах Г. С. Чикрызова (1950), С. К. Овчинникова (1955) фигурировали древние (докарбоновые) «айлянгарский», «сурхантауский» комплексы. Накопленные радиологические данные по этим интрузиям (350—360 млн. лет), а также картирование контактов интрузий с конгломератами свидетельствуют о наличии мощного докарбонового магматизма.

Таблица 56

Схема магматизма Юго-Западного Гиссара (составил Т. Н. Далимов по данным И. М. Мирходжаева, В. А. Хохлова, В. Е. Головина и др.)

Возраст, млн. лет	Формации (плутонические)	Район формирования	Формации (вулканические)	Район формирования
240—260	Гранодиорит-гранит-граносиенит-порфировая	Сурхантау, Байсунтау, Яккабаг	Липаритовая (красноцветная)	Чакчарский, хр. Кзылмечеть
302—310			Спилито-диабазовая	Кайрак-Сурхантау
310—316			Липаритовая (зеленокаменная)	Сурхантау, Байсунтау, Сусызтау
345—370	Гранодиорит-гранитная	Штокообразные тела (30—50 *км*), габбро — 3—5%, гранодиориты — 10—1 %, граниты — 83—87%		
	Гипербазитовая	Верлитовые штоки (20×30 *м*) (Байсунтау)		
600—550	Мигматитовая амфиболитовой фации 1) инъекционная 2) метасоматических гранитов	1. Акмолитовые массивы кордиеритовых (Сурхантау) до 2—3 *км* и лейкократовых (Бахча) гранитов 2. Тоналито-гнейсы, согласные, пластообразные тела (до 250—300 *м*)	Андезито-липаритовая	Пластообразные согласные тела—20—160 *м* (Сурхантау)
720—730	Гарцбургитовая	Согласные линзы до 30 *м* (Байсунтау) аполерцолитовых серпентинитов	Спилито-диабазовая	Метабазиты базальтоидного состава, андезитовые порфириты

Сравнительным анализом вещественного состава, оптики породообразующих минералов, глубины формирования гранитоидов Южного Гиссара и его юго-западных отрогов установлено, что гранитоиды юго-западных отрогов Гиссара не могут быть сателлитами Гиссарского батолита (Покровский, 1967, 1968; Далимов, 1968, 1969). Достаточно отметить в этой связи совершенно не характерную для Южного Гиссара формацию высокоглиноземистых гранитов (Головин, 1967).

В результате анализа геологических и петрологических материалов, имеющихся в распоряжении авторов, а также данных крупномасштабного картирования, построена схема формирования магматических формаций (табл. 56).

В Байсунской зоне наиболее ранними являются породы спилито-диабазовой формации, которые в настоящее время превращены в орто-амфиболиты. Они соответствуют ранним стадиям условно протерозойского тектоно-магматического цикла (720—750* млн. лет). В Южно-Гиссарской зоне к этой же ранней стадии, вероятно, относится вулканогенно-осадочная формация кембрийского возраста, развитая в хребте Мачитли (Д. А. Рубанов).

В средних и конечных стадиях протерозойского и каледонского циклов вулканиты не изучены.

В Байсунской зоне наиболее ранней в герцинском цикле считается липаритовая формация нижнего карбона. Появление ее совпадает с началом тектоно-магматических процессов в Южно-Тянь-Шаньской геосинклинали и поэтому она является типичным примером формации областей отраженной активизации. Жесткий консолидированный фундамент Байсунской зоны претерпевает блоковую перестройку с образованием горстов и грабенов, отграниченных друг от друга глубокими расколами.

В конце визе и в начале намюра в Южно-Гиссарской зоне формируется мощная спилито-диабазовая формация, приуроченная к так называемым унаследованным длительно развивающимся прогибам (Кштут-Сагдорский) и относящаяся к ранней стадии. Появление ее в Байсунской подзоне обусловлено развитием смежной области, откуда породы этой формации проникают.

Абиссальная фация (гранодиорит-гранитовая формация)

Абиссальные (докембрийские и каледонские) интрузии в Узбекистане изучены плохо. Поэтому приводимые материалы носят несколько схематический характер.

К абиссальной фации юго-западных отрогов Гиссарского хребта могут быть отнесены Обинаурузский, Вахшиварский, Гуматагский, Бахчинский, Айлянгарский и Среднеуруклинский[1] массивы.

Возрастное положение и генезис отдельных интрузивов точно не определены. В частности, некоторые авторы (Исамухамедов, Купченко, 1965—1969) полагают, что докембрийские и каледонские гранитоиды в районе отсутствуют. Предметом оживленной дискуссии является Айлянгарский массив, возраст которого, по мнению названных авторов, верхнекарбоновый, а по В. А. Хохлову и др. (1969—1970), докембрийский (600—650 млн. лет).

В настоящее время можно с уверенностью говорить о том, что значительная часть гранитоидов Юго-Западного Гиссара (85—90%) относится к абиссальной фации. В возрастном и формационном отношении эти гранитоиды подразделяются на две группы: а) докембрийскую (мигматиты, гранито-гнейсы, кордиеритовые, силлиманитовые граниты) и б) условно каледонскую (высокоглиноземистые, двуслюдяные граниты).

Форма абиссальных интрузий очень сложна и многообразна. Так, для Среднеуруклинского массива и Айлянгарского интрузива характерна сложная система ветвящихся дайкообразных тел, узлы, акмолиты небольших размеров — от 0,5 до 2—2,5 *км*^{2}. Особенностью этих интрузий является наличие постепенных переходов от вмещающих пород через

* Данные В. А. Хохлова.

[1] При характеристике Среднеуруклинского массива использованы материалы В. Е. Головина.

зону мигматизации к гранитоидам, свидетельствующее об их автохтонности.

Каледонская (?) группа абиссальных интрузивов имеет штоковую форму залегания. Площади выхода их также значительны: Обинаурузский — 150 *км*^{2}, Вахшиварский — 90, Гуматагский — 80—95, Бахчинский — 10 *км*^{2}. Среднеуруклинский массив приурочен к ядру брахисинклинали, а остальные залегают в одноименных антиклинальных складках, вытягиваясь длинными осями вдоль оси.

Абиссальные интрузии сравнительно бедны схизолитами. Здесь развиты главным образом пегматиты, турмалиновые грейзены, аплиты и жильные граниты. Количество аплитов меньше, чем пегматитов, соотношение их в Среднеуруклинском массиве равно 1 : 2.

Эндоконтактовый метаморфизм проявился в абиссальных интрузиях в очень незначительных масштабах — прежде всего это небольшие зоны гнейсированных, фельдшпатизированных, мигматизированных пород. Почти не отмечаются процессы гибридизации, обусловливающие образование приконтактовых гранодиоритов и кварцевых диоритов. Гораздо шире, особенно в породах докембрийской формации, развиты постепенные переходы и гранитизация.

Характер экзоконтактовых изменений абиссальных интрузий Юго-Западного Гиссара (пироксен-роговиковая фация) приводится ниже:

Массив	*Ширина ореола, м*	*Парагенезис минералов*
Среднеуруклинский	80—100	Би+Силл+Кор+Кпш+Кв+Пл+Пир
Обинаурузский	10—40	Пир+Пл+Амф+Кор
Бахчинский	10—40	Анд+Кор+Силл+Пир+Би+Кв
Вахшиварский	10—15	Кор+Пир+Би+Анд+Кв
Айлянгарский	10—15	То же

Петрографические особенности пород абиссальной фации. Абиссальные интрузии сложены мусковитовыми, двуслюдяными, биотит-кордиеритовыми гранитами, гранодиоритами и в очень незначительном количестве — гибридными кварцевыми диоритами (0,3—0,5% объема пород). Гранитоиды массивные, слабо гнейсированные, структура в приконтактовых частях гипидиоморфная, аллотриоморфная, гранобластовая, диабластовая. Отмечается наличие мирмекитовой структуры, что указывает на значительную глубину их образования (Штейнберг, Ферштатер, 1968).

Одной из существенных особенностей состава гранитоидов является присутствие в них наряду с обычными, высокоглиноземистых минералов: кордиерита, силлиманита, андалузита, граната (Бахчинский, Уруклинский, Среднеуруклинский и Обинаурузский массивы).

Калинатровые полевые шпаты являются существенной частью гранитоидов рассматриваемой фации. Их содержание колеблется от 15—16 — в гранодиоритах до 30—33% — в аплитовидных гранитах и аляскитах (табл. 57). Среди гранитоидов абиссальной фации преимущественно развит максимальный микроклин с высокой степенью упорядоченности, что весьма характерно для пород, формировавшихся в стабильных термодинамических условиях. Исключением является высокий ортоклаз ($\Delta\rho$=0,2—0,6) Среднеуруклинского массива. Данные о рентгеновской триклинности В. Е. Головина (1969) не вызывают сомнения, поэтому причину этой аномалии следует искать в том, что этот минерал, возможно, гораздо поздний и образовался при процессах щелочного метасоматоза.

Примеси в калинатровых полевых шпатах не изучались. По данным В. Е. Головина (1969), для Среднеуруклинского массива содержание Rb в калишпате колеблется от 18 до 22 *г/т*.

Таблица 57

Состав и свойства калинатровых полевых шпатов абиссальных интрузий Юго-Западного Гиссара

Массив и порода	Состав	ΔS	Δp	Структурно-оптический тип
Среднеуруклинский, биотит-кордиеритовые граниты	$Or_{60-75}Ab_{40-45}$		0,2—0,6	Промежуточный триклинный ортоклаз — высокий ортоклаз
Обинаурузский, двуслюдяные граниты	$Or_{68}Ab_{32}$	0,97	0,9—1,0	Максимальный микроклин
Айлянгарский, мусковитовые граниты	$Or_{68-70}Ab_{31-30}$	0,9—1,0	—	То же
Бахчинский, гранодиориты,	$Or_{55}Ab_{45}$	0,9	—	Крипторешетчатый максимальный микроклин
граниты	$Or_{55-57}Ab_{45-43}$	0,9—1,0	—	То же

Количество плагиоклазов в породах абиссальной фации весьма изменчиво и составляет от 16—22% (в гранитах) до 33—35% (в гранодиоритах). Состав плагиоклазов непостоянный: в гранитах он соответ-

Таблица 58

Состав, степень упорядоченности и тип оптики плагиоклазов

Массив и порода	Состав	Степень упорядоченности	Структурно-оптический тип
Среднеуруклинский, биотит-кордиеритовые граниты	An_{12-15}, чаще незонален	0,67—0,9	Низкотемпературный
Обинаурузский, двуслюдяные граниты,	An_{5-11}, чаще An_{8-11}	0,6—1,0	Высокотемпературный промежуточный
мелкозернистые граниты	An_{5-10}	0,6—0,8	Промежуточный
Айлянгарский, мусковитовые граниты	An_{5-14}	0,9	Высокотемпературный
Бахчинский, гранодиориты	An_{30-32}, зонален	0,9	То же
граниты	An_{12-15}	0,7—1,0	„

Примечание. Степень упорядоченности и тип оптики определялись по диаграмме Ф. Болкони (1969).

ствует альбиту, альбит-олигоклазу, в гранодиоритах — олигоклазу и в кварцевых диоритах — андезину (табл. 58). Тип оптики неустойчив, хотя в большей мере этой фации свойствен высокотемпературный характер. Оптическая упорядоченность плагиоклазов обладает непостоянными цифрами, варьирующими от 0,6 до 1,0.

Характеристика биотита приводится по Среднеуруклинскому массиву (табл. 59). Биотит чешуйчатый, полигональный, интенсивно плеохроирует от бледно-коричневого до густо-красного. По данным

В. Е. Головина (1967), относится к истонит-сидерофиллитовой разновидности (отношение аннита к флагопиту колеблется от 40—45% An до 55—60% fl), железистость его в среднем равна 65,5%, коэффициент окисленности железа 0,21. Содержание редких щелочей следующее: рубидий — 390—420 *г/т*, цезий — 9—11 *г/т*, литий — 46—52 *г/т*. Остальные минералы (амфиболы, пироксены) для пород данной фации не свойственны.

Таблица 59

Химический состав и светопреломление слюд из гранитоидов абиссальной фации Юго-Западного Гиссара (Среднеуруклинский массив, докембрий, по В. Е. Головину, 1967)

Окислы	Биотит-кордиеритовые граниты			
	42/1—1	42/1—3	48/4—1	48/4—2
SiO_2	35,0	35,65	35,84	36,80
TiO_2	2,95	3,20	2,40	2,70
Al_2O_3	19,40	19,15	19,42	20,0
Fe_2O_3	3,43	3,10	4,05	5,60
FeO	18,00	18,5	13,46	12,7
MnO	0,12	0,14	0,17	0,20
MgO	8,60	10,0	4,70	4,96
CaO	0,27	0,40	0,21	0,56
Na_2O	0,31	0,31	0,48	0,54
K_2O	5,57	7,45	7,84	6,76
H_2O^+	3,80	4,10	6,73	5,0
F	0,05	0,30	0,14	0,1
P_2O_5	—	—	—	—
П. п. п.	—	—	4,35	5,0
Сумма	99,7	100,9	99,80	100,6
Общая железистость (мол. %)	60,6	57,3	71,2	72,7
Ng = Nm	1,637	1,640	1,645	1,650
Магнезиальность (мол. %)	41,2	42,7	28,7	27,8
Титанистость (мол. %)	6,2	6,2	7,0	7,1
Щелочность	0,45	0,45	0,48	0,40

Примечание. 42/1—1, 48/4—2 — номера проб.

Особенности химического состава пород абиссальной фации. При анализе петрохимических особенностей пород абиссальной фации Южного Узбекистана мы использовали 34 анализа, имеющиеся у авторов, а также заимствованные из литературных источников. В результате установлено, что наиболее информативными для изучения глубинности являются следующие окислы: SiO_2, FeO, Fe_2O_3, MgO, CaO и сумма щелочей (табл. 60).

Нормативный состав рассматриваемых пород приводится ниже.

Массив, порода	*Нормативный состав*	*Содержание связанной воды, %*
Среднеуруклинский		
биотит-кордиеритовые граниты (ср. из 3 ан.)	$Ab_{28,5}Or_{22}Q_{49,5}$	—
граниты аплитовидные (ср. из 5 ан.)	$Ab_{24,6}Or_{30}Q_{45,4}$	—
Обинаурузский		
двуслюдяные граниты (ср. из 4 ан.)	$Ab_{41,5}Or_{30,5}Q_{29,5}$	3,4
Бахчинский		
граниты (ср. из 5 ан.)	$Ab_{35}Or_{21,5}Q_{35}$	5,5
гранодиориты (ср. из 3 ан.)	$Ab_{28,5}Or_{36}Q_{35,5}$	

Рассматривая приведенные данные, можно отметить следующее. По содержанию кремнезема среди гранитоидов четко выделяются две группы: одна с интервалом SiO_2 — 69—70% — соответствует гранитам Среднеуруклинского массива, другая — SiO_2 — 70—73% — характеризует Бахчинский и Айлянгарский массивы. Следовательно, выделение нами двух комплексов гранитоидов (докембрийский и условно каледонский) отражает истинное положение вещей.

Рассматриваемые гранитоиды повсеместно характеризуются низкими значениями F (0,15—0,14) и $K_ф$ (0,5—0,6), что подтверждает их большую глубину образования. Об этом же свидетельствуют величины содержаний связанной воды, определенные для Обинаурузского (Э. Б. Алиев, 3,4—4,2%) и Бахчинского (5,5%) массивов.

Таблица 60

Содержание главных окислов в породах абиссальных интрузий юга Узбекистана, %

Массив, порода	SiO_2	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	K_2O+Na_2O	F	$K_ф$
Среднеуруклинский, биотит-кордиеритовые граниты	69,14	0,7	2,47	1,85	1,7	6,05	0,28	0,15
Обинаурузский, двуслюдяные граниты	69,81	0,6	2,58	1,65	1,47	8,40	0,2	0,5
мелкозернистые граниты	70,41	0,3	1,0	0,40	0,75	9,15	0,3	0,7
Айлянгарский, мусковитовые граниты	73,30	0,2	0,43	0,72	1,26	8,24	0,4	0,25
Бахчинский, граниты	72,94	0,5	1,14	1,40	1,12	7,65	0,15	0,3

В породах абиссальной фации обнаружены литий, рубидий, цезий, свинец, цинк, медь, уран, торий, ниобий, тантал. Содержания их и дисперсии для Среднеуруклинского массива следующие: биотит-кордиеритовые граниты (в знаменателе — величины дисперсий):

$$\text{Li}\,(25\ \text{ан.}) - \frac{40}{0{,}00011};\quad \text{Rb}\,(75\ \text{ан.})\ \frac{150-125}{0{,}004};\quad \text{Cs}\,(25\ \text{ан.}) - \frac{3}{4\cdot10^{-8}};$$

$$\text{Pb}\,(15\ \text{ан.}) - \frac{41}{1{,}3\cdot10^{-8}};\quad \text{Zn}\ (12\ \text{ан.}) - \frac{90}{8\cdot10^{-8}};\quad \text{U}\,(10\ \text{ан.}) - \frac{0{,}8}{6\cdot10^{-6}},$$

$$\text{Th}\,(10\ \text{ан.}) - \frac{4}{2\cdot10^{-6}};\quad \text{Nb}\,(8\ \text{ан.})\ \frac{9}{10\cdot10^{-7}}.$$

Как видим, редкие и рассеянные элементы в породах абиссальной фации распределены согласно модели логнормального закона. Отмечаются низкие содержания рассмотренных элементов и очень стабильные малые величины их дисперсии, свидетельствующие о рассеянии этих элементов в абиссальных породах.

Термодинамические условия образования названных массивов, глубина их становления, определенная методами реконструкции и экстраполяцией других данных, приведены в таблице 61.

Мезоабиссальная фация

В Южном Узбекистане к мезоабиссальной фации относятся часть Гиссарского батолита и его сателлиты: Токауйнарский, Хурсантагский, Туполангский, Чошский, Мачитлинский, Верхнетуполангский и другие

массивы. Они изучались Р. Б. Баратовым (1956—1968), И. М. Исамухамедовым, П. Д. Купченко (1962), М. С. Султановым (1960), Т. А. Карасевой (1960) и др. Наиболее изучены Туполангский и Мачитлинский массивы. Эти интрузивы являются неотъемлемой частью Южно-Гиссарской зоны. В юго-западных отрогах Гиссара к этой формации относятся Синауский и Кугитангский массивы и мелкие гранитоидные тела в среднем и верхнем течении р. Малянгур.

Кугитангский массив отличается от гранитоидов Байсунской зоны составом, возрастом и связанной с ним металлогенией. О расположении Кугитангского массива в другой структурно-формационной зоне свидетельствуют геофизические данные Х. Юсупходжаева (1969), который проводит мощный граничный глубинный разлом в широте Денау—Кайрак.

Таблица 61

Общие термодинамические параметры абиссальных интрузий юга Узбекистана

Массив	Давление (*атм*)			Температура (град.)				Глубина, *км*	
	$P_{лит}$	P_{H_2O}	P_{O_2}	перегрева	магматическая	позднемагматическая	ΔT	среза	формирования
Среднеуруклинский	>1750	3500—4000	10^{-11}	?	740—700	580—520	0,1—0,2	5	10—14
Обинаурузский	⩾1900—2100	2000—2500	10^{-10}	950—750	700—710	600—550	0,2—0,3	3—5	7—8
Вахшиварский	>1800—2000	2000—2500	10^{-13}	900—750	700—750	600—550	0,2—0,3	3—5	7—8 до 10
Айлянгарский	⩾2240	3000	?	?	730—710	?	—	?	8—10
Бахчинский	⩾2100	2500—3000	10^{-11}	950—750	740—710	—	0,2	?	8—10

Возраст мезоабиссальных интрузий средне-верхнекарбоновый, реже верхнекарбон-нижнепермский (Р. Б. Баратов, А. К. Мельниченко, И. М. Исамухамедов, Т. А. Карасева, М. С. Султанов и др.). Геологически это подтверждается повсеместным прорыванием этими массивами отложений докембрия, силура, вулканитов нижнего карбона и флишевой толщи C_2. Контрастный состав прорываемых толщ отражается и на составе гранитоидов.

Площади, занятые гранитоидами, весьма значительны: Гиссарский плутон — 2000 *км*^{2}, Туполангский массив — 115, Хурсантагский — 40, Кугитангский — 145, Мачитлинский — 110 *км*^{2}.

Очертания этих тел на дневной поверхности довольно однообразны. Это вытянутые в субширотном направлении линзообразные, штокообразные тела, имеющие неправильную форму. Данные по глубинному строению интрузивов, расположенных в других секторах Южного Тянь-Шаня, в частности, Нуратинском, позволяют предполагать, что мезоабиссальные интрузии Гиссара также обладают небольшой толщиной и лепешковидной формой.

Гранитоидные тела данной фации приурочены к антиклинальным и брахиантиклинальным складкам (Мачитлинский интрузив в ядре Мачитлинской антиклинали, Хурсантагский — одноименной антиклинали, Токауйнарский массив и Аксуйский шток — в ядрах одноименных антиклинальных структур и др.). Наряду с отмеченной зависимостью проявления гранитоидных тел от складок все интрузии, в том числе и Гиссарский батолит, приурочены к зоне Гиссарского глубинного разлома и вытянуты вдоль него.

В юго-западных отрогах Гиссара Синауский массив приурочен к восточному продолжению Южно-Сурхантауского разлома и вытянут вдоль него. Таким образом, и на примере гранитоидных тел Южного Узбекистана мы убеждаемся в «двойном» контроле размещения интрузий разрывами и складчатостью. Какой из этих факторов является ведущим в размещении интрузий? Однозначного решения пока нет, но можно предположить, что разломы и разрывы, в том числе и глубинные, играют первенствующую роль, поскольку по ним поступают расплавы и обширные зоны под разломами являются областями генерации магм.

Связь с вулканическими процессами мезоабиссальных интрузий не изучена. Большинство исследователей полагает, что здесь вулканические и интрузивные процессы протекали автономно и не зависели друг от друга.

Возрастная и структурная сопряженность эффузивов C_2 и интрузивов не позволяет согласиться с этим мнением. Рассмотрим этот вопрос несколько подробнее. В Южно-Гиссарской зоне в среднем карбоне формируется довольно мощная свита андезитовых и дацитовых порфиритов (Баратов, 1969), прорванных по рекам Варзоб, Ширкент, Каратаг гранодиоритами и гранитами Гиссарского плутона. Интрузивные и эффузивные образования этой зоны по составу довольно близки друг к другу, и если учесть возрастную и структурную сопряженность этих формаций, мы с достаточным основанием можем утверждать их комагматичность.

В юго-западных отрогах Гиссарского хребта, как уже упоминалось, мезоабиссальные гранитоиды распространены крайне ограниченно (Синауский массив и небольшой шток гибридных сиенито-диоритов и гранодиоритов в верховьях р. Малянгур). Оба эти интрузива прорывают нижнекарбоновую липаритовую формацию и, казалось бы, ничего общего с ней не имеют. Но липаритовая формация и гранитоиды Сины и Малянгура — продукты отраженной активизации. Указанные интрузивы и эффузивные породы располагаются вдоль одних и тех же структурных линий (особенно примечательны в этом смысле Синауский массив и липаритовая формация юга хребта Сурхантау), а Верхне-Малянгурский шток приурочен к северо-восточной части Сурхантау-Дималекской грабен-синклинали и находится в зоне Ходжабарку-Малянгурского центра извержения. Таким образом, тесная структурно-геологическая общность пород липаритовой формации и гранитоидов Сины и Малянгура не вызывает сомнения. При сравнении их средних химических составов отмечается и их вещественная общность.

Рассматривая интрузию Сина и Малянгур как плутоническую часть нижнекарбоновой липаритовой формации, мы подчеркиваем ее сложность и полифациальность.

Следовательно, можно допустить, что вулканические процессы в Южном Гиссаре и юго-западных отрогах в определенной мере были связаны с плутоническими процессами, что привело к образованию

своеобразных комагматических вулкано-плутонических комплексов в понимании Е. К. Устиева (1961).

В мезоабиссальных интрузиях Гиссарского хребта и его юго-западных отрогах широко развиты процессы ассимиляции, по мнению ряда авторов, глубинная — в ранних фазах и боковая — в конечных. Тип ассимиляции алюмосиликатный, реже карбонатный и железо-магнезиальный[1].

Дайковые отщепления, связанные с мезоабиссальными интрузиями, аплиты, гранит-аплиты, пегматиты, диабазы, порфиры и др. развиты также широко. Характерно, что аплиты повсеместно преобладают над пегматитами. Ширина эндоконтактового ореола не превышает 150—200 *м* (чаще она колеблется от 10 до 60 *м*).

Экзоконтактовый метаморфизм, связанный с породами мезоабиссальной фации, изучен очень слабо. В экзоконтактах интрузивов гранитоидов преимущественно развита альбит-эпидот-роговиковая фация, гораздо меньше — роговообманково-роговиковая и пироксен-роговиковая.

Эндоконтактовый метаморфизм обычно в этих интрузиях формирует зоны гибридных пород: диоритов, гранодиоритов, монцонитов, кварцевых габбро и т. д. Ширина эндоконтактового ореола в названных массивах достигает 50—1500 *м* (Туполангский — 1—1,5 *км;* Синауский — 100—150 *м;* Гиссарский батолит — 0,5—1 *км* и т. д.).

В эндоконтакте появляются также породы со специфическими типами текстур (гнейсированные, полосчатые, такситовые и т. д.). Иногда они обладают гранобластовой, лепидобластовой, нематобластовой структурой.

Калинатровый полевой шпат рассматриваемой группы пород составляет 0,5% в кварцевых диоритах и 35% — в гранитах и аляскитах (табл. 62), образует крупные, таблитчатые зерна размером 0,2—2 *мм* — 2 *см* (порфировые выделения), которые интенсивно пертитизированы. Среди пертитов калинатрового полевого шпата выделяются пертиты распада и замещения. По морфологии пертитовые вростки подразделяются на струйчатые, жилообразные, волокнистые и игольчатые.

Углы оптических осей калинатрового полевого шпата гранитоидов мезоабиссальной фации Южного Узбекистана колеблются от —64 до —86—88°.

Из гистограммы распределения углов оптических осей калинатрового полевого шпата (рис. 26) видно, что в гранитоидах наиболее часто встречается калишпат с углами 64—72°, несколько меньше — 72—78° (10%). Структурно-оптический тип его соответствует промежуточному микроклину, чаще решетчатому максимальному микроклину. Для пород мезоабиссальной фации характерны содержания Ab в калишпате — 30—34% (табл. 63).

Статистические параметры распределения альбита в калинатровом полевом шпате мезоабиссальных интрузий следующие: гранодиориты (13 ан.): $\bar{X}$ — 32,6; S^2 — 83; S — 9,11; V — 0,45; $X_{5\%}$ — 30—35; аляскиты (9 ан.) соответственно: 23; 6; 2,45; 0,106; 21,36—24,64; диориты (7 ан.): 35,6; 23; 4,8; 0,136; 31,68—39,52; граниты (11 ан.): 34,2; 86; 9,27; 0,42; 35,18—33,22.

---

[1] Собранный авторами в последние годы (1971) материал по бассейну рек Тамшуш и Сутушар (западная часть Гиссара) противоречит мнению о широком развитии процессов ассимиляции в формировании рассматриваемых интрузивов (Т. Н. Далимов).

Содержание плагиоклаза колеблется от 9—10% (в аплитовидных гранитах и аляскитах) до 55—58% (в кварцевых диоритах).

Плагиоклаз представлен таблитчатыми, слабо корродированными зернами размером 0,5—2 *мм*. Наиболее крупные из них встречаются в порфировидных гранитах Сины, Малянгура и других массивов. Зональность плагиоклаза в породах данной фации выражена слабо. По не-

Таблица 62

Количественно-минералогический состав гранитоидов мезоабиссальной фации (%)
(Петрография Узбекистана, т. 2, 1966)

Массив	Диориты, кварцевые диориты	Гранодиориты	Граниты, аляскиты	Структура и текстура
Туполанг-ский	—	Пл—10—40 Кв—25 Мкр—24 Би—10 Акц—1	Пр—8—7—40 Мкр—20 Би—5 Кв—35	Гипидиоморфнозернистая, аллотриоморфная
Токауйнар-ский, Ак-суйский	Пл—45—55 Кв—2,6—23,6 Кпш—3,4—10,4 Амф—9,6—23 Би—8,2—11,8 Хл—3,2—8,2	Пл—29—32 Мкр—30,8 Кв—30,7—28,9 Би—2,5—7,1 Мдс—5,5 Маг—1,1 Хл—1,2	—	Порфировидная, крупнозернистая, гипидиоморфная, мелкозернистая
Кугитанг-ский	Пл—29—39, Кпш—30, Кв—11—15, Би—16—18, Амф—1,7—20	—	Пл—23—36 Кпш—26—41 Би—1,6—5,6 Амф—1,3—4 Кв—21—30	Порфировидная, массивная, гипидиоморфная, аллотриоморфная
Хурсантаг-ский	—	Пл—30,6 Мкр—11 Кв—39,6 Би—16 Акц—1,6	Пл—25—33 Кв—48—33 Мкр—15—21 Би—10—12	Массивная, крупнозернистая, аллотриоморфная
Мачитлин-ский	Пл—59,5 Кпш—0,7 Кв—10,7 Би—6,4 Амф—17,4 Акц—0,7	Пл—43,5 Кпш—20,9 Кв—27,4 Би—4,5 Амф—2,7 Акц—0,3	Пл—27,3 Кпш—34,6 Кв—36,3 Мус—1,1 Акц—0,1	Массивная, крупнозернистая, гипидиоморфная, аллотриоморфная и др.
Гиссарский	Пл—45—61 Кпш—0,5 Кв—8,14 Би—11 Амф—26—31	—	Пл—19,5 Кпш—35,8 Кв—42,5 Би—2,2	Крупнозернистая, мелкозернистая, порфировидная, гипидиоморфная

му развиваются серицит, карбонат и соссюрит (?). В законах двойникования плагиоклаза нет определенных зависимостей (возможно, это обусловлено их слабой изученностью). Наиболее распространены альбитовый, карлсбадский, альбит-карлсбадский, эстерельский, альбит-эстерельский и другие законы, очень редко встречаются аклиновый и периклиновый.

В дифференцированном ряду пород габбро—гранит состав плагиоклаза изменяется от лабрадора и основного андезина до альбита. Харак-

терной особенностью распределения плагиоклаза в породах данной фации является наличие двух генераций (рис. 27). В гранитах и аляскитах (аплитовидные граниты) одна генерация соответствует альбиту (5—10% An), а другая — андезину (An_{30-35}). В этих типах пород первая генерация плагиоклаза составляет 40—45%. В гранодиоритах эти генерации в общем сохраняются, но первая составляет 5—10%, а вторая 25—30%. Степень упорядоченности плагиоклаза приведена ниже.

Массив	*Порода*	*Степень упорядоченности плагиоклазов*
Туполангский	Мелкозернистый гранит	0,4—0,75
	Крупнозернистый гранодиорит	0,75
Мачитлинский	Граниты, адамеллиты	0,7—0,8
Мачитлинский	Аплитовидные граниты	0,7
Хурсантагский	Гранит	0,8—0,9
	Гранодиорит	0,8—0,9
Гиссарский	Гранит	0,8
	Аляскит	0,9—1,0
Кугитангский	Гранит	0,8

Таблица 63

Состав и некоторые свойства калинатровых полевых шпатов пород мезоабиссальной фации юга Узбекистана

Массив	Состав	ΔS	$\Delta\rho$	$\angle Nm : P_{\perp(001)}$	Структурно-оптический тип
Туполангский, крупнозернистый гранодиорит	$Or_{60-70}Ab_{30-40}$	0,7	0,9—1,0		Промежуточный микроклин
аплитовидный гранит	$Or_{70-80}Ab_{20-30}$	0,9	0,8—0,9		
Мачитлинский, граниты, адамеллиты	$Or_{70}Ab_{30}$	0,90	—	11—13	Крипторешетчатый, максимальный микроклин
Аплитовидные граниты	$Or_{70}Ab_{30}$	0,9—1,0	—	11—10	То же
Токауйнарский, граниты	$Or_{65}Ab_{35}$	0,6—0,7	—	12—10	Промежуточный микроклин
Хурсантагский, граниты	$Or_{55}Ab_{45}$	0,85—1	—	8—11	Крипторешетчатый максимальный микроклин
Гиссарский, граниты	$Or_{65-71}Ab_{18,3-27,5}An_{2,5-12}$	0,8—1,0	0,80	11—13	Промежуточный крипторешетчатый микроклин
аляскиты	$Or_{70}Ab_{28}An_2$	0,8—1,0	0,87	11—10	То же
Кугитангский, граниты	$Or_{68}Ab_{30}An_2$	0,9	—	13—14	„

Примечание. При составлении таблицы, кроме собственных материалов, использованы данные И. М. Исамухамедова, П. Д. Купченко, М. С. Султанова, Н. П. Поддубного, Т. А. Карасевой; ΔS — степень оптической триклинности; $\Delta\rho$ — степень рентгеновской триклинности.

Как видим, плагиоклаз характеризуется довольно высокой степенью упорядоченности, за исключением мелкозернистых гранитов Туполангского массива, где $\Delta S = 0{,}4$. В отношении типов оптики четкой картины не наблюдается.

Кроме плагиоклазов с низкотемпературной и промежуточной оптикой (Хурсантагский, Гиссарский, Токауйнарский массивы, Гиссарский плутон), отмечаются плагиоклазы и с высокотемпературной оптикой.

Биотит в мезоабиссальных интрузиях Южного Узбекистана изучен в Туполангском массиве (Карасева, 1970) и в центральной части Гиссарского плутона (Баратов, Мельниченко, 1970). Он обладает коричневатой окраской, представлен таблитчатыми полигональными зернами размером 0,3—2,5 *см*, характеризуется интенсивным плеохроизмом: Ng=Nm — буровато-коричневый, темно-бурый, темно-коричневый;

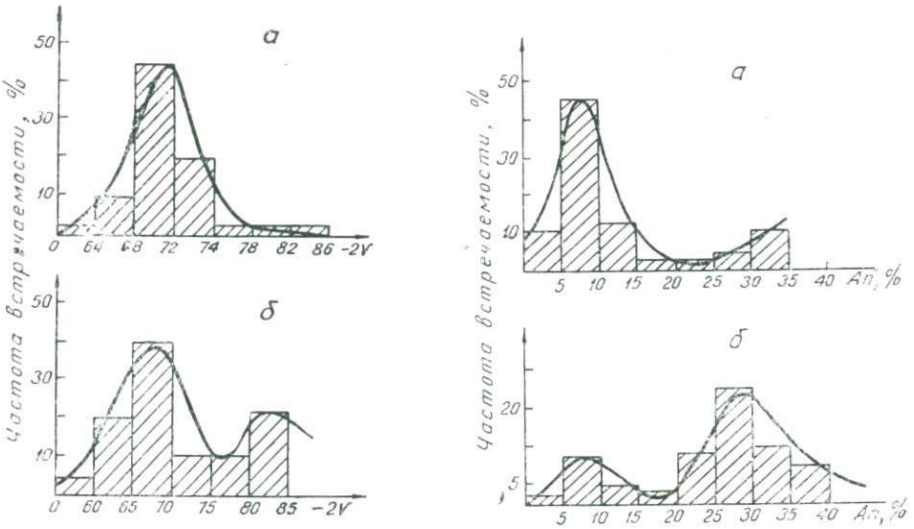


Рис. 26. Гистограммы распределения углов —2V калинатровых полевых шпатов в гранитах мезоабиссальной фации (*а*) и субвулканической фации (*б*) Южного Узбекистана.

Рис. 27. Гистограммы распределения составов плагиоклазов в гранитах (*а*) и гранодиоритах (*б*) мезоабиссальной фации Южного Узбекистана.

Np — светло-коричневый, светло-желтый, бледно-желтый до бесцветного. Оптически одноосный. Двупреломление изменяется от 0,020 до 0,048. В биотите часто встречаются включения магнетита, апатита, циркона, сфена, ортита. Подвергается хлоритизации, серицитизации, замещается гидроокислами железа, мусковитом.

Слюды мезоабиссальных интрузий Гиссарского плутона и его сателлитов относятся к истонит-сидерофиллиту (табл. 64). Общая температура кристаллизации, определенная несколькими методами, составляет 600—650°, что, видимо, обусловлено существенной примесью летучих (фтора).

Химический состав пород мезоабиссальной фации имеет существенное значение для фациального анализа (табл. 65). Гранодиориты мезоабиссальной фации незначительно отличаются от средних типов Дэли, Бесуса и Овчинникова (1969).

Данные по нормативному составу (табл. 66) позволяют определить место мезоабиссальных интрузий в тройной диаграмме Or—Ab—Q—(H_2O) и получить некоторые сведения о распределении альбитовой и

Таблица 64

Химический состав биотитов из гранитоидов Южного Гиссара

Окислы	Туполанский интрузив (Карасева, 1970)					Гиссарский батолит и его сателлиты							
	крупнозернистый биотитовый гранит					мелкозернистый гранит		крупнозернистый гранит	гранодиорит	кварцевый диорит	гранодиорит	кварцевый диорит	
	1057	293	281	1074 в	263	1074	2006	2031	777	878	787	864	870
SiO_2	33,80	34,16	35,66	34,64	35,16	35,04	35,26	38,24	37,02	35,47	34,98	35,47	34,99
TiO_2	3,28	3,68	3,05	3,72	4,05	3,06	3,60	3,53	3,34	5,43	1,74	5,80	5,13
Al_2O_3	21,62	18,73	20,76	20,34	18,84	22,6	23,20	18,59	16,44	17,44	19,54	14,62	16,00
Fe_2O_3	01,64	1,44	1,01	4,82	1,23	1,60	1,14	1,82	1,62	3,19	0,64	3,19	3,59
FeO	17,28	22,08	21,67	17,28	21,60	17,12	15,42	14,04	17,24	19,40	21,01	18,32	21,55
MnO	0,50	0,39	0,29	0,24	0,51	0,34	Сл.	0,28	0,26	0,08	0,30	0,21	0,25
MgO	7,02	7,69	5,08	7,16	6,50	7,53	8,49	9,86	11,05	6,75	9,23	7,41	5,64
CaO	3,40	2,10	1,90	2,40	2,20	2,10	4,00	2,90	0,90	0,91	0,90	1,12	1,13
Na_2O	0,30	0,50	0,30	0,47	0,43	0,47	0,30	0,47	0,18	0,20	0,15	0,19	0,22
K_2O	4,76	5,13	6,500	5,06	7,83	6,33	2,65	6,63	6,83	8,00	6,22	7,20	6,88
H_2O^+	6,10	3,84	2,70	3,60	1,60	3,63	6,03	3,40	—	—	0,12	0,4	0,06
F	0,30	0,2	0,40	0,40	0,40	0,20	0,20	0,30	0,60	0,60	0,42	0,10	0,50
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—	0,46	0,31	0,16	0,35	0,21
П. п. п.	—	—	—	—	—	—	—	—	4,94	3,0	4,06	4,56	3,70
Сумма	99,57	99,66	99,75	99,66	99,78	99,74	100,00	99,63	99,88	100,78	99,47	99,08	99,75
Железистость, мол. %	61,7	64,3	71,9	66,8	67,1	60,0	53,4	49,3	50,3	68,3	57,4	64,4	73,8
Ng=Nm	1,663	1,660	1,668	1,662	1,663	1,657	1,651	1,648	1,632	1,654	1,642	1,651	1,661
Магнезиальность, %	38,2	36,7	28,0	33,1	32,8	40,1	46,3	50,6	50,0	31,8	42,5	35,3	26,2
Титанистость, %	8,1	7,69	9,8	7,8	9,1	7,1	9,0	8,2	7,5	11,4	4,0	12,3	10,7
Щелочность, %	0,26	0,34	0,36	0,31	0,52	0,35	0,15	0,43	0,5	0,51	0,43	0,55	0,48

Продолж. табл. 64

Окислы	(Баратов и др., 1970)				Гиссарский батолит и его сателлиты (Баратов и др., 1968)									аплитовидный гранит
	гранодиорит	кварцевый диорит	тоналит		порфировидный гранит									
	11/61	734	737	41/66	790	757	885	756	532	637	738	18/61	38/61	500
SiO_2	35,66	36,39	36,16	35,55	35,97	31,97	34,69	33,90	35,32	36,00	35,13	35,24	35,30	33,63
TiO_2	3,50	3,90	3,50	3,40	3,40	3,80	4,25	3,46	3,75	3,13	3,00	3,50	3,85	2,49
Al_2O_3	14,27	13,68	14,47	14,45	16,98	15,21	16,0	13,75	16,50	16,00	16,00	14,64	16,78	17,90
Fe_2O_3	5,95	3,68	3,84	6,36	2,79	2,12	2,59	2,51	2,00	1,60	2,00	2,60	2,18	5,32
FeO	16,88	18,99	17,38	18,32	21,55	23,47	22,81	22,40	21,55	21,01	21,55	21,19	19,40	23,47
MnO	0,22	0,28	0,26	0,33	0,46	0,52	0,47	0,50	0,32	0,21	0,42	0,44	0,33	1,20
MgO	10,24	9,50	9,91	8,08	5,34	7,16	4,23	8,15	5,64	7,86	4,99	9,02	7,73	3,54
CaO	0,45	2,43	2,16	0,67	0,98	2,94	1,47	2,64	0,63	1,05	1,75	0,95	1,14	0,51
Na_2O	0,31	0,20	0,20	0,34	0,18	0,19	0,26	0,23	0,14	0,15	0,25	0,32	0,31	0,19
K_2O	8,00	6,43	6,35	7,60	8,80	5,60	8,32	6,35	8,80	8,32	7,36	8,00	8,0	6,22
H_2O^+	0,64	0,18	0,42	0,12	0,12	0,10	0,10	0,20	0,12	0,22	0,08	0,20	0,22	0,20
F	0,38	0,52	0,60	0,40	0,50	0,67	0,51	0,67	0,63	0,52	0,52	0,45	0,49	0,40
P_2O_5	—	0,82	0,65	0,07	0,67	1,04	0,93	0,94	0,18	0,18	0,86	0,4	0,13	0,32
П. п. п.	3,52	4,34	3,78	3,93	3,30	5,62	3,48	3,82	3,44	2,64	3,98	3,54	3,68	5,40
Сумма	100,21	100,69	99,33	99,50	101,04	100,41	100,11	99,52	99,05	99,89	99,63	99,54	100,81	
Железистость, мол. %	60,2	60,1	57,9	67,3	73,6	88,1	78,6	65,0	71,4	63,0	73,7	61,7	63,0	84,0
Ng = Nm	1,642	1,642	1,640	1,662	1,668	1,652	1,660	1,662	1,663	1,649	1,661	1,678		
Магнезиальность, %	40,0	40,0	42,0	32,6	26,4	31,8	21,4	35,0	28,5	37,0	26,2	38,3	36,9	16,0
Титанистость, %	6,4	7,6	6,2	7,8	8,6	9,7	7,0	8,7	10,7	11,6	7,0	8,4	8,4	5,0
Щелочность, %	0,64	0,54	0,50	0,61	0,60	0,41	0,57	0,5	0,54	0,58	0,51	0,63	0,55	0,33

Примечание. Анализы слюд, за исключением проб Р. Б. Баратова, выполнены в лабораториях ИГиГ АН УзССР им. Х. М. Абдуллаева, аналитики: Е. Ф. Касьянова, А. Е. Хан, И. И. Лихойдова.

ортоклазовой молекул в породах. В естественном ряду пород от диорита к аляскиту количество альбита уменьшается в наиболее кислых разностях (33,24% против 37,6 в диоритах), аналогично изменяется и количество альбита в калинатровом полевом шпате.

Рассматривая характер распределения SiO_2, CaO, MgO, FeO в мезоабиссальных интрузиях Южного Узбекистана, отметим, что в направлении диорит—аляскит происходит уменьшение дисперсий распределения в продуктах конечных фаз.

Коэффициенты окисленности железа и фациальности изменяются в зависимости от состава пород от 0,58 в диоритах до 0,33 в аляскитах.

Таблица 65

Средний химический состав гранитоидов мезоабиссальной фации Южного Узбекистана

Массив и порода	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
Мачитлинский,										
габбро-диориты (4 ан.)	61,33	0,54	14,18	2,14	2,28	0,04	3,12	5,13	4,17	2,00
граниты (5 ан.)	70,16	0,3	14,8	0,5	2,1	0,09	2,9	4,7	3,6	2,87
лейкократовые граниты (5 ан.)	72,9	0,08	14,7	0,6	1,52	—	0,45	0,95	4,68	4,08
Токауйнарский,										
кварцевые диориты (4 ан.)	57,05	0,9	17,47	1,66	6,25	0,16	3,85	6,45	2,69	2,42
граниты (3 ан.)	72,3	0,21	14,9	0,76	2,3	0,03	0,75	1,32	3,01	4,68
Хурсантагский,										
граниты (2 ан.)	73,48	0,25	14,00	0,17	2,37	0,02	0,6	0,98	3,49	3,90
гранодиориты (3 ан.)	70,6	0,30	15,3	0,41	3,9	0,06	1,0	2,22	3,1	3,6
аляскиты (2 ан.)	73,62	0,17	12,16	0,39	2,58	0,03	0,4	1,42	3,2	4,60
Кугитангский,										
диориты (10 ан.)	51,04	1,2	18,00	1,28	6,20	0,0	3,8	7,14	2,96	2,90
граниты (2 ан.)	73,98	0,15	11,61	0,42	1,80	0,0	0,25	1,85	2,40	5,84
аляскиты (5 ан.)	75,55	0,08	12,00	0,29	1,36	—	0,10	0,67	3,75	4,95
Туполангский,										
крупнозернистые гранодиориты (7 ан.)	71,4	0,34	14,48	0,47	1,88	0,04	0,9	1,74	3,19	4,48
граниты (3 ан.)	72,08	0,19	14,31	0,18	1,8	0,06	0,77	2,72	3,54	4,36
Гиссарский,										
кварцевые диориты (10 ан.)	68,00	0,87	14,00	4,15	2,05	0,03	1,50	3,45	3,68	1,76
порфировидные лейкограниты (12 ан.)	71,53	0,46	12,00	0,65	2,21	0,53	0,58	1,77	2,91	4,74
аплитовидные граниты (16 ан.)	74,11	0,22	11,46	0,37	1,34	0,03	0,47	1,31	3,06	4,56

В целом $F = \frac{Fe_2O_3}{FeO}$ для рассматриваемых гранитоидов колеблется от 0,11 (Хурсантагский массив) до 0,41 (Мачитлинский интрузив).

Распределение редких элементов (*г/т*) приведено в таблице 67.

По имеющимся данным о составе и структуре пород путем использования известных методических приемов определены некоторые термобарометрические параметры этих интрузий (табл. 68).

Гипабиссальная фация

В Южном Узбекистане к ней отнесены пестрые по составу малые интрузии, представленные гранодиорит-порфирами, гранит-порфирами, граносиенит-порфирами, диоритовыми порфиритами и сиенито-диоритами, установленными нами в результате полевых работ в 1966—1968 гг.

Площадь, занятая ими в юго-западных отрогах Гиссара (хребты Байсунтау, Сусызтау, Сурхантау), составляет 70—75 *км*².

Таблица 66

Нормативный состав и некоторые коэффициенты мезоабиссальных интрузий Южного Узбекистана

Массив и порода	Нормативный состав	$F = \frac{Fe_2O_3}{FeO}$	$K_ф = \frac{Fe_2O_3}{MgO}$	$\frac{K_2O}{Na_2O}$	$\frac{MgO}{K_2O}$	CaO	MgO	FeO	$\frac{FeO}{MgO}$	f
Токауйнарский, граниты	$Ab_{34,5}\ Or_{30,5}\ Q_{35}$	0,33	1,0	1,56	0,16	1,32	0,75	2,3	3,1	70,3
Туполангский, крупнозернистые гранодиориты	$Ab_{29}\ Or_{33,5}\ Q_{37,5}$	0,21	0,5	1,4	0,2	1,74	0,9	1,88	2,1	71,4
Аплитовидный, гранит	$Ab_{30,5}\ Or_{33,5}\ Q_{37,0}$	0,10	0,2	1,2	0,18	2,25	0,77	1,8	2,35	72
Мачитлинский, граниты, адамеллиты	$Ab_{42,5}\ Or_{24}\ Q_{33,5}$	0,28	0,17	0,8	1,0	4,7	2,9	2,1	0,72	71
аплитовидные граниты	$Ab_{34,2}\ Or_{28}\ Q_{37,8}$	0,41	1,2	1,0	0,11	0,95	0,45	1,52	3,38	70
Хурсантагский, крупнозернистые граниты	$Ab_{33,5}\ Or_{27,5}\ Q_{39}$	0,10	0,28	1,1	0,15	0,98	0,60	2,37	3,95	73
гранодиориты	$Ab_{31}\ Or_{25,5}\ Q_{56,5}$	0,11	0,41	1,1	0,28	2,22	1,0	3,9	3,9	70
аляскиты	$Ab_{32,5}\ Or_{29,5}\ Q_{38}$	0,15	1,0	1,40	0,10	1,42	0,40	2,58	6,5	73
Гиссарский, граниты	$Ab_{29,5}\ Or_{30}\ Q_{40,5}$	0,29	1,12	1,62	0,12	1,77	0,58	2,21	3,8	71
аляскиты	$Ab_{29}\ Or_{31}\ Q_{40}$	0,27	0,79	1,5	0,12	1,31	0,47	1,34	2,85	7

Возраст пород устанавливается нами на основании прорывания ими отложений сагдорской свиты (C_2). По данным калий-аргонового метода, он колеблется от 240 до 270 млн. лет, что позволяет принять для этих отложений условно пермский возраст.

Таблица 67

Содержание некоторых элементов-примесей в гранитоидах мезоабиссальной фации Южного Узбекистана, *г/т*

Элементы	Граниты	Граносиениты	Диориты	Аляскиты
Li	21,3	13,4	22,9	16
Rb	175	146	145	167
Cs	3,2	5,3	7,3	13,8
Pb	180	54	15,3	40
Zn	95	84,5	138	120
U	4,3	—	—	—
Th	4,1	—	—	—
Nb	9,49	5,9	8,8	23,28
Ta	12,6	3,3	3,74	1,43

Рассматриваемые породы образуют дайки, дайкообразные тела, реже мелкие штоки. Дайки имеют северо-восточное, редко субширотное простирание. Протяженность их 50—60 *м* при мощности 10—25 *м*. Штоки гипабиссальных интрузий занимают площадь от 1 до 6 *км*².

В большинстве случаев пространственное положение данных интрузий контролируется зонами глубинных разломов, вдоль которых они образуют дайковые пояса. Наиболее характерен в этом отношении Южно-Сурхантауский разлом, который трассируется серией даек гранодиорит-порфиров и гранит-порфиров. Аналогичные факты отмечены и в районе Яккабагских гор, где вдоль зоны Южно-Гиссарского разлома тянется серия даек порфировых образований (рис. 28). Указанные породы концентрируются преимущест-

венно в пределах выделенных грабен-синклиналей, особенно в их краевых частях, где они пересекают складчатые структуры, имея явный постскладчатый характер.

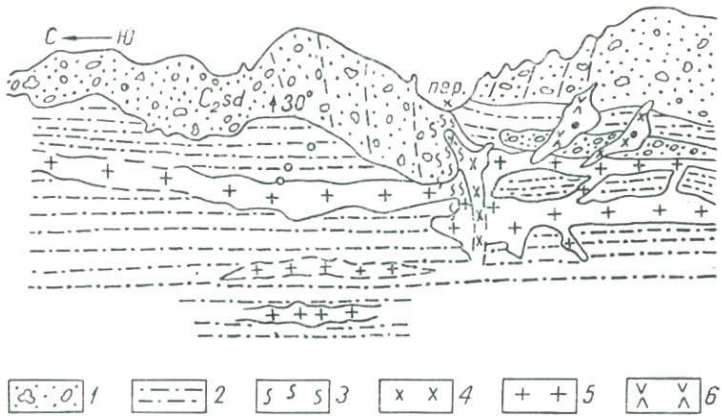


Рис. 28. Взаимоотношение малых интрузий Яккабагского хребта с вмещающими породами C_2.

1—туфоконгломераты (C_2); *2*—переслаивающиеся алевриты, кремнистые породы и песчаники; *3*—хлоритизированные породы—C_2; *4*—гранодиорит-порфир; *5*—диорит-порфирит, *6*—гранит-порфир.

Экзоконтактовый метаморфизм не свойствен для гипабиссальных интрузий. На контакте с вмещающими породами об-

Таблица 68

Некоторые термодинамические параметры гранитов мезоабиссальной фации Южного Узбекистана

Массив	Температура, град.			$P_{лит}$, *атм*	P_{H_2O}, *атм*	P_{O_2}, *атм*	Глубина среза, *км*	Ориентировочная глубина, *км*
	перегрева	магматическая	позднемагматическая					
Кугитангский	—	650—600	620—600	470	Менее 500	0,5—0,3	—	2,5—3
Туполангский	800—700	700—650	—	1000	1000	0,5—1	—	3—3,5
Токауйнарский	—	710—650	—	Не менее 400—500	1000	?	—	3,6—4
Мачитлинский	850—750	700—780	650—600	700	1000	0,3—0,8	—	3—3,5
Хурсантагский	—	710—730	—	Не менее 350	500	—	—	2,5—3
Гиссарский	—	750—600	600—650	900—800	1000	1—1,5	$1 \cdot 10^{-4}$ до $1 \cdot 10^{-17}$	2—3,5

разуется небольшая зона измененных пород (1—1,5 *м*), состоящая из альбита, эпидота, хлорита, биотита, кварца и плагиоклаза (альбит-эпидот-роговиковая фация). Эндоконтактовый метаморфизм выражается в образовании пород афирового и стекловатого облика (афанитовый

кварцевый порфир, гранит-порфир и т. д.). Структура пород в эндоконтакте — микропойкилитовая, криптокристаллическая, фельзитовая, фельзитовидная. Отношение фенокристаллов к основной массе колеблется от 0,2 до 0,4.

В отличие от малых интрузий Кураминской подзоны, которые тесно связаны с вулканическими формациями, малые интрузии Гиссара моложе пород липаритовой формации и их вулканические комагматы в районе не известны.

Краткая характеристика состава пород гипабиссальной фации. Диорит-порфириты состоят из фенокристаллов роговой обманки, плагиоклаза, биотита, редко калинатрового полевого шпата и кварца. Основная масса имеет микропойкилитовую, микрогранитовую, микроаллотриоморфнозернистую структуру. Текстура пород массивная. Отдельность глыбовая, грубопараллелепипедальная.

Гранодиорит-порфиры и гранит-порфиры состоят из плагиоклаза, кварца, калинатрового полевого шпата, амфибола и роговой обманки. Основная масса породы имеет микрогранитовую, микроаплитовую, аллотриоморфную структуру.

Плагиоклазы (от 13—15 до 30—35%) образуют таблитчатые, идиоморфные кристаллы размером до 0,5—1,2 *см*. Резко зональные. Состав их в диорит-порфиритах колеблется от An_{18} — в краевых частях зерна до An_{30-32} — в ядре. В гранит-порфирах зональность плагиоклазов выражена слабее и состав его колеблется от An_{48} до An_{12}, чаще An_{30-32}. Нанеся результаты замеров на диаграммы А. С. Марфунина и В. Каадена, можно установить, что величина упорядоченности плагиоклазов варьирует от 0,4—0,5 — для диоритовых порфиритов до 0,6—0,7 — для гранит-порфиров. Плагиоклазы повсеместно обладают высокотемпературной оптикой.

Плагиоклазы основной массы резко отличаются от вкрапленников по составу, размерности и оптическим свойствам. По составу они соответствуют чаще всего олигоклазу (An_{18-20}) и альбит-олигоклазу (An_{5-10}), не зональны и характеризуются низкотемпературной оптикой.

Калинатровые полевые шпаты в составе рассматриваемых пород содержатся в количестве от 2—5 до 25—30%. В диоритовых порфиритах состав его следующий: $Ab_{40-43}Or_{60-57}$.

Угол оптических осей 70—82°, степень оптической триклинности 0,8—0,9. Структурно-оптический тип соответствует низкому триклинному криптопертитовому ортоклазу, в гранит-порфирах и гранодиорит-порфирах калинатровый полевой шпат — триклинному промежуточному ортоклазу ($Ab_{30-35}Or_{70-65}$; $-2V=62-68°$, $\Delta S=0{,}55$). Температура образования вкрапленников калинатровых полевых шпатов, определенная по методу Т. Барта и И. Д. Рябчикова, составляет в диоритовых порфиритах 650—750°, в гранит-порфирах и гранодиорит-порфирах — 590—620°.

В основной массе пород калинатровые полевые шпаты представлены мелкими, изометричными, слабо пелитизированными зернами размером 0,2—0,6 *мм* (рис. 29). Углы оптических осей колеблются от —72 до 78°, чаще 74—76°. Степень оптической упорядоченности 0,75—0,8, $\angle Nm : \perp (001)$ равняется 8—11°. Структурно-оптический тип: триклинный крипторешетчатый ортоклаз редко до гомогенного санидина.

Биотиты в рассматриваемых породах не изучены. Обычно они чешуйчатые, полигональные. Характеризуются интенсивным плеохроизмом от коричневато-красного до бесцветного. Железистость слюд, определенная по показателю преломления, равняется 43—48 мол.%.

Амфиболы соответствуют обыкновенной роговой обманке ($c : Ng = 23—26°$; $Ng—Np = 0{,}016$; $Ng = 1{,}670—1{,}673$; $-2V = 67—72$; $f = 46—52\%$).

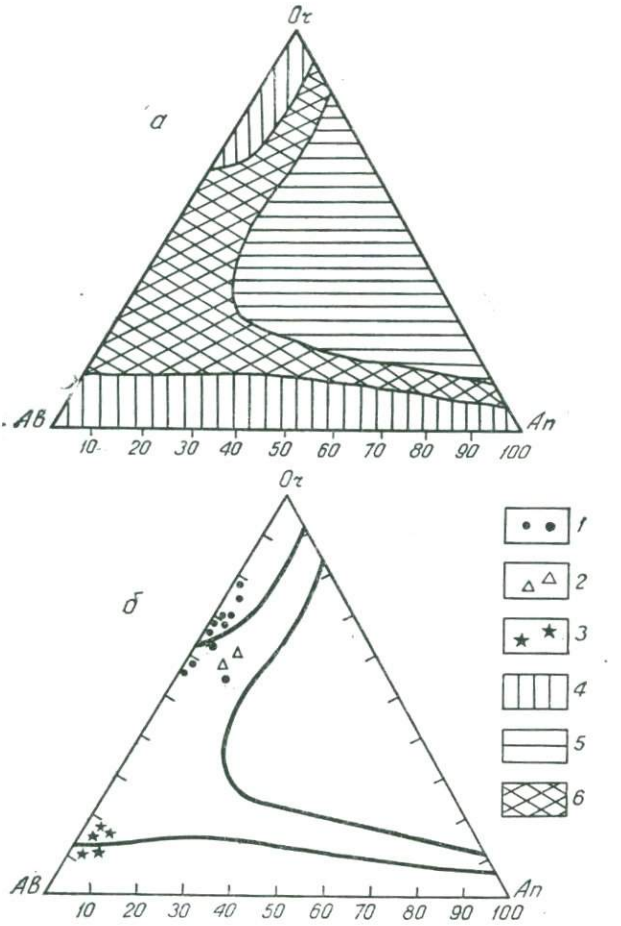


Рис. 29. Поля составов калинатровых полевых шпатов на диаграмме Винчелла-Оллинга (*а*) и положение фигуративных точек Кпш отдельных фаций на той же диаграмме (*б*):

1—составы калинатровых полевых шпатов из абиссальной и мезоабиссальной фаций; *2*—гипабиссальной фации; *3*—субвулканической фации; *4*—калинатровые полевые шпаты, устойчивые при низких температурах; *5*—кристаллы, неустойчивые при низких температурах; *6*—поле развития высокотемпературных калишпатов.

Химический состав рассматриваемых пород приведен ниже.

Окислы	*Диоритовый порфирит (ср. из 3 ан.)*	*Гранодиорит-порфир (ср. из 5 ан.)*	*Гранит-порфир (ср. из 3 ан.)*
SiO_2	54,27	68,35	70.51
TiO_2	0,45	0,17	0,01
Al_2O_3	15,32	15,20	13,21
Fe_2O_3	0,23	2,45	1,95
FeO	0,23	0,95	0,40
MnO	0,16	0,04	0,03
MgO	4,20	1,56	1,00
CaO	3,17	1,20	1,2
Na_2O	1,79	4,00	5,2
K_2O	2,75	2,31	1,3

Нормативный состав гипабиссальных интрузий Гиссара (гранодиорит-порфиров) следующий: $Ab_{17}Or_{31,5}Q_{51,5}$. Как видно из приведенных анализов, количество SiO_2, Fe_2O_3, K_2O и суммы щелочей растет от диорит-порфиритов к гранит-порфирам. О гипабиссальной породе этих пород, кроме прочих признаков, свидетельствует величина коэффициентов окисленности железа и фациальности.

Говоря об условиях формирования этих тел, отметим, что провести геологическую реконструкцию здесь невозможно, поскольку покрывающая толща отсутствует в районе. Некоторые результаты термодинамической характеристики следующие: $P_{лит}$ — 350 *атм*, P_{H_2O} — 500 *атм*; $T_{магм}$ — 710—760°.

Субвулканическая и экструзивная фации

К породам этих фаций относятся кварцевые порфиры, кварцевые кератофиры, гранит-порфиры, фельзит-порфиры, сферолит-порфиры, локализованные в следующих наиболее крупных массивах: Вахшиварском, Дибалинском, Аксу-Готхакинском, Ширтском, Кызылдарьинском и др. К этой же фации относятся интрузивы урочища Ходжирбулак, Гури-Саид, Джолпоя и др. О возрасте этих образований нет единого мнения. Одни считают их пермскими, другие — нижнекарбоновыми. Мы полагаем, что большинство субвулканических интрузий района имеет нижнекарбоновый возраст (Далимов и др., 1969, 1971).

В результате проведенных исследований (Далимов, Шарипов, 1966—1969; Попова, Велитченко, Черных, 1966—1969) установлено, что субвулканические интрузии обладают сложным внутренним строением. Сформировались они в результате проявления нескольких импульсов нижнекарбоновой вулканической деятельности. Систематические наблюдения за взаимоотношениями субвулканических пород позволили выделить 5 импульсов. Схема последовательности образования субвулканических интрузий Юго-Западного Гиссара (нижний карбон) приведена ниже.

Импульс	*Порода*	*Массив*
γ_1^1	Кварцевые кератофиры, кварцевые порфиры, гранит-порфиры	Вахшиварский, Зойский, Кызылдарьинский, Готхакинский, Ширтский
γ_1^2	Кварцевые порфиры сургучного цвета	То же
γ_1^3	Кварцевые порфиры, фельзиты, флюидальные (розовые кварцевые порфиры)	Аксуйский, Вахшиварский, Кызылдарьинский и др.
γ_1^4	Автокупольные брекчии, интрузивные туфолавы кварцевых порфиров	То же
γ_1^5	Сферолитовые порфиры	Вахшиварский, Кызылмечетский и др.

Как видим, состав пород каждого импульса незначительно отличается друг от друга. Тем не менее между ними фиксируются отчетливые контакты.

Большинство рассматриваемых интрузий представляет собой неправильные дайкообразные, штокообразные, лакколитообразные тела. Нередко встречаются этмолиты и лополиты. Краевые части крупных массивов расщепляются и внедряются по межпластовым швам (Диба-

линский массив). Тектоническая позиция субвулканических интрузий выражается в том, что они приурочены преимущественно к центральным частям наложенных на докембрийский субстрат грабен-синклиналей. Одновременно с этим они теснейшим образом связаны с зонами глубинных разломов, вдоль которых вытягиваются своими длинными осями. Эта зависимость отчетливо проявляется на примере интрузий юга Сурхантау, Яккабагского хребта, Северного Байсунтау и хребта Чакчар.

Породы субвулканической фации юго-западных отрогов Гиссара прорывают отложения ходжирбулакской свиты (C_1п), мощность которой равна 350—500 *м*. Удельный вес пород 2,75 *г/см*^{3} (П. Г. Ахматов). Используя известные уравнения Р. М. Слободского и В. В. Ревердатто (1968), мы подсчитали величину литостатического давления, которая равна 100—140 *атм*, что соответствует глубине становления 0,6—0,5 *км*. Рассматриваемые породы тесно связаны с липаритовой формацией (C_1V—п).

Эндоконтактовый метаморфизм в этих интрузиях выражен очень слабо. В целом эти изменения соответствуют альбит-эпидот-роговиковой фации (Ав+Кв+карбонат+Пл+Кпш). Ширина зоны экзоконтакта 0,2—0,1 *м*. Эндоконтактовые изменения для рассматриваемых пород выражаются обычно в образовании пород афирового и стекловатого облика с единичными фенокристаллами полевых шпатов и кварца.

Краткий петрографический очерк субвулканических интрузий[1]. Кварцевые кератофиры (Вахшиварский, Готхакинский массивы) макроскопически характеризуются зеленой, сургучно-красной и серой окраской. Для них свойственно преимущественное развитие столбчатой, реже плитчатой и глыбовой отдельности. Столбы в поперечнике представляют 4-х или 6-ти гранную призму. Размер их от 1,5 до 4 *м*. Нередко встречается скорлуповатая отдельность (Готхакинский массив), когда при ударе породы разбиваются на тонкие изогнутые скорлупы. Почти во всех изученных субвулканических интрузивах от глубинных частей тел к апикальным происходит переход глыбовой параллелепипедальной отдельности к столбчатой, радиально-скорлуповатой и плитчатой разностям. Текстура пород массивная, флюидальная.

Кварцевые кератофиры представлены альбитом, альбит-олигоклазом, кварцем, калинатровым полевым шпатом и незначительным количеством хлоритизированного биотита (табл. 69). Мезостазис этих пород состоит из тех же минералов, что и фенокристаллы, но здесь еще встречаются сферолиты (3,38—5%), отдельные участки раскристаллизовываются с индивидуализацией Pl, Q и Ksp. В нем значительная роль принадлежит альбиту и кварцу, калинатровый полевой шпат имеет подчиненное значение. Кроме названных минералов, в породе присутствуют циркон, апатит, пирит, сфен, ксенотим, опал, хлорит, карбонат, эпидот, серицит и др.

Плагиоклазы повсеместно представлены альбитизированными разностями или собственно альбитом. Состав фенокристаллов плагиоклаза определялся замерами по методу Е. С. Федорова, ускоренным методом измерения углов симметричного погасания и при необходимости замерами показателей преломления (табл. 70).

Как видно из таблицы, состав фенокристаллов не испытывает значительных колебаний и в основном соответствует альбиту. Исключение составляют андезин и олигоклаз-андезин (№ 35, шл. 514) в кератофирах краевой части Вахшиварского массива. Высокое значение анортито-

[1] Петрографические особенности вулканитов C_1 рассмотрены в монографии «Вулканогенные формации Узбекистана» (Далимов и др., 1971).

вой молекулы в этом случае следует, вероятно, объяснить первичным, интрателлурическим происхождением минерала. В результате быстро-

Таблица 69

Количественно-минералогический состав кварцевых кератофиров

Номер шлифа	Фенокристаллы, %				Основная масса, %			Примечание
	Pl	Q	Ksp	цветные	сферолиты	пустотки	основн. масса	
504[а]	8,45	6,95	–	1,1	9,06	4,46	70,00	В мезостазисе Ksp не обнаружен
501[б]	4,3	6,49	0,2	—	8,58	5,00	67,96	1/2 мезостазиса сложена Ksp
514	9,14	14,08	2,04	—	—	—	72,01	Калишпат в мезостазисе не обнаружен
515[а]	8,46	8,84	0,23	1,28	24,2	3,38	55,38	То же

Примечание. Подсчет количественно-минералогического состава производился в крупных шлифах площадью 4—6 *см*^{2}.

Таблица 70

Результаты замеров плагиоклаза методом Федорова

Номер шлифа	Координаты двойниковой оси			Закон двойникования	Номер плагиоклаза (% An)	ΔS	$\langle Nm \perp P(001)$, град.	Примечание
	Nq	Nm	Np					
504	70	23	83	(001)	6	0,9	12	Крупный фенокристалл, 1,6 *мм*
504[б]	18	70	84	(010)	8	0,5	11	Фенокристалл, 0,2 *мм*
506	86	77	21	(001)	6	—	4	Фенокристалл, 0,3 *мм*
514	69	200	89	$\perp \frac{[001]}{(010)}$	35	0,8	8	Корродированный фенокристалл, 1,6 *мм*
519	13	78	86	(010)	10	—	6	Слабо измененный фенокристалл, 0,5—0,3 *мм*
517	15	80	90	(010)	4—5	0,9	12	Фенокристалл,
518	70	20	81	(001)	2—1	0,00	13	Микролит в основной массе
518	73	33	66	$\perp \frac{[100]}{(010)}$	5—6	0,9	10	Фенокристалл
523	70	21	82	(001)	5	0,8	10	Фенокристалл, 0,5—1 *мм*
523	75	13	87	(001)	1—2	0,1	12	Из пустотки пород
515	20	82	85	(010)	3—2	0,3	13	В основной массе
526	10	80	90	(010)	12	1,0	9	Фенокристалл, 0,3—0,4 *мм*

го охлаждения в краевой части он не подвергся альбитизации. Фенокристаллы, как правило, более основные (10—35 An%), тогда как микролиты плагиоклаза соответствуют почти чистому альбиту

(3—1% Ап). Кроме того, степень оптической упорядоченности (ΔS) плагиоклаза в фенокристаллах гораздо выше (0,8—1,0), чем в микролитах (0,00—0,3).

Обычно фенокристаллы плагиоклаза образуют довольно крупные (до 2 и 2,5 *мм*) зерна, интенсивно альбитизированные, серицитизированные и хлоритизированные. Нередко они замещаются поздним кварцем, который в центральных частях некоторых фенокристаллов образует микрографические срастания. Альбитизация, как правило, развивается по краям фенокристалла, часто образуя по нему псевдоморфозы. Серицитизация плагиоклазов равномерная, лишь на контактах двух импульсов или в зонах нарушений она становится более интенсивной. Хлоритизация развита повсеместно. Наиболее отчетливо этот процесс проявлен на восточном фланге Вахшиварского массива, где фенокристаллы плагиоклаза обволакиваются, а иногда по двойниковым швам или трещинам спайности замещаются ярко-зеленым хлоритом.

Вторая, более поздняя, генерация плагиоклаза представлена также альбитом. Она распространена в основной массе породы в виде тонких, лейстовидных кристаллов, размер которых не превышает 0,1—0,2 *мм*. Плагиоклаз иногда образует отчетливые двойники, чаще не сдвойникован и в этом случае определяется по низкому показателю преломления ($Ng = 1{,}527 \pm 0{,}002$) и дисперсионному эффекту. В некоторых довольно раскристаллизованных породах центральных частей массива среднее количество альбита в основной массе достигает 25—30%, что подтверждается соотношением прокрасившихся и незатронутых участков в шлифах (504-б, 662).

К в а р ц — наиболее распространенный минерал в рассматриваемых породах. Устанавливается ряд генераций кварца (в порядке возрастной последовательности): фенокристаллы, кварц основной массы, образовавшийся в результате собирательной кристаллизации, и гидротермальный, поздний кварц.

Фенокристаллы кварца образуют зерна размером 0,3—1,6—2 *мм*. Как правило, в них имеются газово-жидкие включения акцессорного циркона, очень редко апатита, рудной пыли, хлорита и серицита. Одной из интереснейших особенностей этого минерала является способность к дроблению в период внедрения.

В последние годы многие авторы (П. Ф. Иванкин, М. П. Яковлева, П. В. Иншин, и др.) обратили внимание на то, что некоторые субвулканические и нередко гипабиссальные породы кислого состава обладают псевдообломочной структурой, обусловленной остроугольным характером кварца. Мы показали генезис этой структуры на примере Бабайтагской интрузии (Далимов, 1965). Обломочный характер кварца, по данным вышеупомянутых авторов и нашим наблюдениям, объясняется так: в близповерхностных условиях внедряющаяся вязкая магма взрывается, так как впереди нее постоянно двигается «газовый» фронт (Коптев-Дворников, М. П. Яковлева, Мерлич) и канал внедрения часто закупоривается. Этот взрыв или «закрытая эксплозия» (Иванкин, 1967—1968) обусловливает первоначальное дробление фенокристаллов кварца и полевых шпатов. В рассматриваемом районе автоклаз кварца также наблюдается довольно отчетливо. В самом общем случае наиболее автоклазизированные зерна кварца приурочены к вулканическим дайкам, экструзиям, в меньшей степени они характерны для субвулканических образований. Здесь они встречаются в основном в апикальных частях массивов, с глубиной степень дробленности кварца падает и образуются нормальные, довольно резорбированные разности кварца, имеющие изредка волнистое угасание.

Описанный процесс протекает в следующей последовательности. В первую очередь в кристалле появляются трещины различной ориентировки, разбивающие его на несколько неправильных осколков. Форма зерна более или менее отчетливая, обломки расположены почти вплотную друг к другу, края минерала ровные, слабо изъедены. В дальнейшем в результате ревивации основной массы (так как она имеет довольно высокую температуру) начинается разъедание фенокристалла; края зерна округляются, расстояние между обломками увеличивается. Происходит отторжение некоторых обломков. В третью и четвертую стадии обломки минералов интенсивно резорбируются. Расстояние между ними увеличивается. По существу образуется два зерна кварца, каждый из которых в ряде случаев обволакивается кварц-полевошпатовым радиально-лучистым агрегатом.

Аналогичным образом ведут себя калиевый полевой шпат и плагиоклаз. Автоклаз в них проявлен не столь отчетливо.

Вторая генерация кварца представлена мелкозернистыми, округлыми, каплевидными зернами размером не выше 0,2—0,3 *мм*. Они образуются путем собирательной кристаллизации и замещают пепловидные частицы. Третья генерация имеет очень незначительные размеры (менее 0,1 *мм*) и, как правило, встречаются в трещинах породы.

Калиевый полевой шпат для рассматриваемых пород не характерен. Обычно фенокристаллы его представлены сильно резорбированными, пертитизированными зернами размером 0,5—1,6 *мм*. Для калиевого полевого шпата также устанавливается два поколения: фенокристаллы и минералы основной массы.

Фенокристаллы калиевого полевого шпата сильно изменены (пелитизация, серицитизация и пертитизация). По оптическим свойствам соответствуют крипторешетчатому низкому микроклин-пертиту ($Ab_{86}Or_{11,7}An_{2,3}$, $\Delta S=0{,}95$; $\Delta\rho=0{,}9—0{,}8$; $-2V=-82—80°$). Нередко он образует простые двойники (по 010) с двумя и более индивидами. Края зерен фенокристаллов неотчетливые и в большинстве случаев замещены мелким ситовидным кварцем.

В основной массе калиевый полевой шпат встречается в пустотках породы, замещает в виде каемки зерна альбита и в агрегатном состоянии является составной частью связующей массы.

Мелкие лейстовидные образования калиевого полевого шпата в пустотках пород довольно свежи и обладают низким светопреломлением ($Ng=1{,}526+0{,}003$), что соответствует высокому ортоклазу. Примечательно, что количество этой разновидности калишпата увеличивается к апикальным частям массивов, резко уменьшаясь в наиболее эродированных участках.

Биотит не характерен для рассматриваемых пород. Присутствует в виде сильно мусковитизированных чешуй, количество которых увеличивается в контактах с основными эффузивами.

Кварцевые порфиры образуют ряд лакколитообразных и штокообразных выходов в северо-западных склонах хребта Сурхантау, Ширтском, Кызылдарьинском и других массивах. Макроскопически они резко отличаются от рассмотренных субвулканических кварцевых кератофиров мясо-красной, кирпично-красной окраской. Отдельность столбчатая, глыбовая. Состав рассматриваемых пород во многом аналогичен кварцевым кератофирам хребта Сурхантау, но отличается резким преобладанием калишпата в основной массе и фенокристаллах. Состав кварцевых порфиров следующий: кварц, альбит, калишпат в фенокристаллах; вторичные: альбит, калишпат, хлорит,

серицит, гематит, апатит, циркон, пирит. Основная масса по составу преимущественно калишпатовая, обладает микрофельзитовой, микропойкилитовой, сферолитовой, эмульсионной (двухфазная) и аллотриоморфнозернистой структурой и др.

Плагиоклаз (от 3 до 8%) в рассматриваемых породах образует три генерации. Первая представлена включениями сильно серицитизированных зерен плагиоклаза в фенокристаллы калишпата. Размер их колеблется от 0,3 до 0,6 *мм*. По углу симметричного угасания и показателям преломления соответствует андезину (№ 32—34). Вторая генерация значительно распространена и представлена серицитизированными, хлоритизированными зернами, которые отчетливо сдвойникованы по (010). Состав по показателю преломления ($Ng = 1{,}526 \pm 0{,}003$) соответствует альбиту. Замеры на федоровском столике показывают, что наряду с альбитом значительно развит и олигоклаз (DoNg — 85°, DoNm — 25°, DoNp — 6°, ⊥ [001], № 25). Третья генерация плагиоклаза состоит из тонких лейстовидных альбитов ($\Delta\rho = 0{,}2—0{,}4$), беспорядочно ориентированных в основной массе. Размер лейст 0,2—0,3 *мм*. Нередко образует пойкилитовые срастания на «крыльях» сферолитов.

Основная масса калинатрового полевого шпата (28—32%) в кварцевых порфирах приходится на мезостазис пород, где его отношение к кварцу и альбиту представляется как 5 : 2 : 1 соответственно. В фенокристаллах калинатровый полевой шпат (3—8%) образует резко корродированные зерна размером 0,8—1 *мм*. Угол оптических осей их 70—78°, степень оптической упорядоченности (ΔS) колеблется от 0,65 до 0,75, степень рентгеновской триклинности ($\Delta\rho$) 0,8—0,7, что соответствует крипторешетчатому, низкому микроклин-пертиту ($Or_{87}Ab_{11}An_2$).

В основной массе калинатровый полевой шпат образует каемки (0,1—0,3 *мм*) вокруг отдельных фенокристаллов плагиоклаза и сферолитов. Большинство сферолитов также сложено калишпатом и легко диагностируется при окрашивании. В пустотках породы происходит кристаллизация позднего лейстовидного калинатрового полевого шпата, ориентированного перпендикулярно к стенкам трещин. Размер его 0,2 *мм*.

Оптические свойства описываемого минерала следующие: $-2V = 66—60°$; степень оптической упорядоченности (ΔS) = 0,4—0,5; степень рентгеновской триклинности $\Delta\rho = 0—0{,}2$. По-видимому, эта разновидность калинатрового полевого шпата принадлежит высокому, промежуточному ортоклазу, реже санидину.

Наличие регенерационных каемок калишпата вокруг кристаллов свидетельствует о широко развитом калиевом метасоматозе, особенно хорошо устанавливающемся в породах Зирварозского и Дибалинского массивов. Этот процесс, возможно, оказывает большое влияние на омоложение возраста при определении его калий-аргоновым методом. Кварц в этих породах аналогичен вышеописанным разностям в кварцевых кератофирах.

Сферолоиды и сферолит-порфиры широко распространены среди субвулканических образований юга Узбекистана. Они образуют неправильные в плане и конические в разрезе тела размером 0,2—0,1 *км*^{2}, приуроченные к апикальным и краевым частям субвулканических интрузий (Вахшиварский, Дибалинский, Ширтский, Кызылдарьинский, Зойский массивы).

Характерно, что по мере удаления от апикальных частей интрузивов контакты сферолит-порфиров и сферолоидов становятся все более

неотчетливыми, расплывчатыми и породы постепенно переходят во вмещающие кварцевые порфиры. Тела, сложенные этими образованиями, часто имеют зональное строение. Так, в среднем течении р. Курганча и окрестностях сел. Готхаки кварцевые порфиры прорваны небольшим телом (100×50 *м*) сферолитовых пород. Края этого тела сложены каплеобразными сферолоидами (8—10 *м*) со сферолитами размером до 1 *см*, а центральная часть представлена крупными сферокристаллами размером 2—5 *см*.

Макроскопически сферолитовые образования представляют собой кремовые, белые породы с радиально-лучистым строением. Состоят они, как правило, из кварц-полевошпатового агрегата. В ряде случаев центральные части их заняты карбонатом, флюоритом, горным хрусталем (шестоватый кварц) и пиритом.

Сферолитовые порфиры свойственны краевым и в меньшей степени апикальным частям массивов. Изучение строения массива кератофиров бассейна р. Вахшивар показало, что сферолитовые породы образуют неправильную, прерывистую полосу по южному и восточному контактам этого массива шириной 250—500 *м*. Кроме того, они широко развиты в апикальной, слабо эродированной части интрузива. К внутренним частям интрузива количество сферолитов падает или совсем исчезает, появляются устойчивые микрогранитовые и микроаллотриоморфные типы структур.

Размер сферолитов разнообразен и колеблется от 0,09—0,1 до 2,5—5 *мм*, достигая в среднем 1—2 *мм*. Сферолиты размером 0,5—1 *мм* и более являются строго концентрическими и нередко зональными, менее 0,5 *мм* — часто имеют неправильную форму и находятся в зародышевой стадии развития. Однако отсюда не следует, что чем меньше размер сферолитов, тем менее они упорядочены. Скорее всего, довольно крупный размер сферолитов и их более «высокая организация», т. е. появление участков раскристаллизации, признаков индивидуализации кварца и зональное строение обусловлены процессами разрастания крупных сферолитов за счет основной массы и зародышевых мелких сферолитов.

По ряду морфологических признаков распространенные в кератофирах сфероидные образования можно подразделить следующим образом: сферолиты полные, зональные; аксиолиты.

Сферолиты обладают концентрической, удлиненной и эллипсоидальной формой. В краевых частях интрузивов, особенно на контакте со спилитами, выделяются сферолиты, обогащенные в ядрах гидроокислами железа. Состав сферолитов неоднородный. Обычно они представляют собой кварц-полевошпатовый агрегат с отношением кварцевой молекулы к калишпатовой, как 1 : 4 (эти данные получены в результате прокрашивания шлифов кобальтинитритом натрия). Подобный смешанный состав сфероидов отчетливо фиксируется и в случае их раскристаллизации, когда радиальные полосы с индивидуализированным кварцем сменяются полосками замутненного волнистого калишпата. Об этом же свидетельствует пятнистый характер сфероидов, обусловленный сменой пелитизированных и довольно «чистых», не подвергнутых изменению, участков. Кроме «смешанных» по составу сферолитов (псевдосферолитов), среди этих образований значительно распространены собственно кремниевые сфероиды, состоящие преимущественно из кварца. Это подтверждается низкими показателями преломления ($Ng = 1{,}523 \pm 0{,}003$) и немногочисленными раскристаллизованными участками. При повороте столика микроскопа четко фиксируется крест, что свидетельствует о незначительных изменениях этих сферолитов (Воловикова, 1958; Яков-

лева, 1967; и др.). Отношение кварцевых сфероидов к кварц-полевошпатовым составляет ориентировочно 1 : 3.

Полные концентрические сферолиты имеют сложное внутреннее строение. Различаются зональные и моногенные разности. Зональные сферолиты представляют собой слабо замутненный кварц-полевошпатовый агрегат с радиально-лучистым строением. Как правило, крупные сферолиты образуются вокруг вкрапленников. В центре их находится сильно изъеденное зерно фенокристалла, затем следует небольшая зона, состоящая из радиально-лучистого микрофельзита или кварца, следующая зона представлена кварц-полевошпатовым агрегатом шириной 0,01—0,005 *мм*, последняя состоит из мелких моногенных сферолитов. Границы между отдельными зонами четкие и иногда заполнены гидроокислами железа и хлорита.

Моногенные сферолиты (25—30%) обладают отчетливой концентрической формой. Они равномерно распределены по породе, реже скапливаются и срастаются друг с другом, при этом линия их соприкосновения близка к прямой, что свидетельствует об одновременном происхождении. Центром кристаллизации сферолитов являются фенокристаллы или другие затравки в мезостазисе. Состав сферолитов кварц-полевошпатовый и существенно кварцевый.

Основная масса и ее структура. Мезостазис рассмотренных пород риолитов, кварцевых порфиров и липаритов близок. Состав мезостазиса кварц-полевошпатовый с отношениями кварца, альбита и калишпата, как 3 : 3 : 1. Нередко это отношение нарушается в сторону увеличения калишпата. Структура основной массы разнообразная: микрофельзитовая, микросферолитовая, криптокристаллическая, аллотриоморфная, микрогранитовая, эмульсионная и др.

Рассмотрим эмульсионный тип структуры, который до настоящего времени для субвулканических интрузий Средней Азии не описан. В краевых частях субвулканических интрузий (Готхакинская, Вахшиварская и др.) образуются породы с пепловидными, флюидальными структурами. Нередко появляются отчетливо полосчатые породы с различной степенью раскристаллизованности. При этом раскристаллизованные участки имеют линзовидное строение. Естественно допустить, что подобное строение обусловлено наличием в породах различных стекол, обладающих неодинаковой способностью к раскристаллизации, различными показателями преломления и неоднородным составом. Поэтому будет правильным рассматривать их как две самостоятельные фазы: пепловидную (А) и мезостазиса (Б).

Породы пепловидной фазы имеют форму рогулек, серповидных обломков, петлевидных образований размером 0,3—0,5 *мм;* к этой же фазе относятся некоторые полевошпатовые каемки вокруг фенокристаллов. Для всех изученных частиц этой фазы характерна субпараллельная ориентировка. Количество пород этой фазы колеблется от 13 до 50% общего объема.

Фаза А состоит из волокнистого калишпата, который образует шестовато-раскристаллизованные участки. При этом в центре подобных участков видны свежие зерна калишпата. Характерной особенностью этой фазы является ее эллиптическая форма, эллипсоиды обладают различной длиной — от 0,2 до 3 *мм*. Иногда они слабо изогнуты, пересечены жилками кварца и серицита. Границы эллипсоидов очень четкие. Ориентировка пепловидных частиц позволяет устанавливать направление течения вязкой магмы, в отдельных случаях эллипсоиды вытягиваются, соединяются между собой, обусловливая флюидальный характер породы.

Мезостазис (фаза Б до 80%) отличается от фазы А меньшей способностью к кристаллизации, бо́льшими значениями показателей преломления (1,539—1,537), микрофельзитовым и стекловатым характером. Мезостазис равномерно хлоритизирован, серицитизирован, несет в себе реликты перлитовой отдельности. Особенностью этой фазы является то, что в апикальных частях интрузивов и в зонах контактов она разделена на мелкие шарики. Существование подобных черепковидных выделений подтверждается наличием сферических элементов пепловидной фазы и наблюдениями при больших увеличениях.

Таблица 71

Усредненный химический состав субвулканических интрузий юга УзССР

Окислы	Кварцевые порфиры (38)	Кварцевые кератофиры (36)	Среднее	Параметры распределения		
				S^2	V	закон
SiO_2	74,3	74,4	74,35	$\frac{1,67}{0,5}$	$\frac{0,02}{0,03}$	Норм.
TiO_2	0,06	0,03	0,045	—	—	—
Al_2O_3	14,9	12,45	13,65	—	—	—
Fe_2O_3	1,05	1,08	1,07	$\frac{0,61}{0,63}$	$\frac{0,7}{0,7}$	Норм.
FeO	0,79	1,04	0,97	$\frac{0,6}{0,22}$	$\frac{0,21}{0,58}$	То же
MnO	0,03	0,03	0.03	—	—	—
MgO	0,83	1,07	0,095	$\frac{0,74}{0,46}$	$\frac{0,8}{0,81}$	Норм.
CaO	1,32	1,45	1,36	$\frac{1,16}{1,02}$	$\frac{0,7}{0,7}$	То же
K_2O	5,1	3,04	4,7		$\frac{1,18}{2,81}$	•
Na_2O	2,3	2,00	1,1		$\frac{1,58}{0,79}$	•

Примечание. В числителе — параметры распределения кварцевых кератофиров, в знаменателе — кварцевых порфиров.

Таким образом, в рассматриваемых породах основная масса состоит из двух фаз: первая из них (А) более легкая и подвижная, обладает низкими показателями преломления, вторая (Б) — высокими, слабо раскристаллизована. Следовательно, есть все основания говорить о том, что при формировании пород субвулканической фации существовали две несмешивающиеся жидкости.

Рассматривая усредненный химический состав пород субвулканической фации, отметим, что между кварцевыми кератофирами и кварцевыми порфирами отмечаются существенные различия (первые обеднены щелочами — 5—5,1%, особенно калием). Эти две группы пород различаются не только по содержанию отдельных элементов, но и параметрам распределения. С другой стороны, близость величин коэффициентов вариации, дисперсии Fe^{+3}, Fe^{+2}, Mg^{2+} и других элементов свидетельствует о том, что кварцевые кератофиры произошли за счет липаритов и должны рассматриваться как аполипаритовые породы.

Нормативный состав, рассчитанный без учета вкрапленников, следующий: $Ab_{41.5}\ Or_{12.6}\ Q_{46,9}$ — для кварцевых кератофиров, $Ab_{22.5}\ Or_{36,5}\ Q_{41,0}$ — для кварцевых порфиров и липаритов.

Усредненный химический состав пород субвулканической фации липаритовой формации приводится в таблице 71. Из редких и рассеянных элементов в них отмечены литий, рубидий, цезий, редкие земли, свинец, цинк, фтор и др. Средние содержания (*г/т*) и статистические параметры распределения элементов, имеющих значение для фациальности, следующие: (закон логнормальный): литий: $\overline{X}$ — 16,9; $\overline{X}_{lg}$ — — 1.1338; S^2 — 0,126; S — 0,36; V — 0,32; рубидий — соответственно 57,46; 1,75; 0,428; 0,219; 0,38; цезий — 10,8; 1,0212; 0,01; 0,1.

Сводные данные о глубине формирования и условиях образования субвулканических интрузий такие (*атм*): давление: литостатическое — 100—140; боковое — 760—6340; паров воды — 100—500; температура: собственно-магматическая — 650—750°; позднемагматическая — 580—650°.

Таким образом, гранитоидные образования Южного Узбекистана формируются в широком интервале глубин — от 10—14 до 0,5 *км*.

Глава VI

КРИТЕРИИ ФАЦИАЛЬНОСТИ ГРАНИТОИДОВ

Любая классификация природных объектов основывается, как правило, на определенных критериях, которые отражают конкретные устойчивые свойства или признаки веществ (объекта исследования). По И. Х. Хамрабаеву (1969), критерий означает признак или меру. В данном случае мы вслед за ним вкладываем в этот термин вполне определенный смысл и рассматриваем его как отличительные свойства ряда взаимосвязанных явлений. Ввиду того, что условия образования горных пород зависят от чрезвычайно большого количества факторов, то и признаков, указывающих на эти условия, должно быть много и их число будет увеличиваться по мере накопления новых данных о свойствах магматических пород.

М. А. Усов (1925—1940) главным и определяющим фактором при выделении фаций магматических пород считал условия образования и в меньшей мере морфологию интрузивного тела. Действительно, вся задача фациального анализа сводится в основном к выделению этих условий образования. По этой причине условия образования пород нельзя рассматривать как единый критерий, а следует учитывать всю сумму признаков, зависящих от многих, порой не совсем выясненных факторов.

Ю. А. Кузнецов (1961) разделил фации магматических пород на ряд категорий («макрофации», «мезофации») и, допуская при этом более дробное фациальное деление, выделил три группы критериев: глубинность, свойства пород, определяемые активным воздействием магмы на «раму» и обусловленные воздействием среды на внедряющуюся магму.

По вопросу о критериях фациальности гранитоидных образований существует довольно обширная литература, где отдельные критерии рассматриваются с позиций расчленения интрузий, парагенетического анализа, общей петрологии и т. д. (Горжевский, 1966; Рудник, 1969; Александров, 1969; Хамрабаев, 1958, 1969; Искандаров, 1966; Гинатуллин, 1968; Маракушев, Тарарин, 1965; Маракушев, 1968—1969; Фролова, 1969; Яковлева, Штейнберг, 1968—1969; Ферштатер, 1968—1969; Хрусталева, 1969; Петрова, Гущин, 1969; Далимов, 1965—1969; Айзенштат, 1966—1968; Буняков, 1969; Нуварьева, 1968, Таусон, 1967—1968; Амшинский, 1967; Руб, 1966; и др.).

Критерии фациальности вулканических пород разработаны недостаточно. По этому вопросу можно отметить работы Г. Ф. Червяковского (1966—1969), Е. Ф. Малеева (1965—1969), В. В. Кепежинскаса

(1968), В. С. Коптев-Дворникова (1969), В. С. Коптев-Дворникова, Е. Б. Яковлевой (1967, 1956, 1957), И. М. Сперанской (1965), Е. К. Мархинина (1967). В последние годы вопросам геологического картирования и в меньшей мере — фациального анализа вулканических формаций посвящены сборники «Палеовулканизм Урала» (1968), «Методика картирования вулканических формаций» (1969), «Вопросы палеовулканизма Узбекистана» (1967) и др.

По данным авторов этих работ, а также по нашим, критериями для определения фаций подводного и прибрежно-морского типов (фации геосинклинального вулканизма) могут быть: наличие в вулканитах морской фауны, кремнистых, карбонатных, марганцовистых и фосфоритовых осадков, а также подушечных лав, отсутствие признаков окисления, хорошая отсортированность вулканокластического материала, следовательно, слоистость пород и ритмичность разрезов, корки закалки, миндалекаменные структуры с заполнением пустот кальцитом, хлоритом, цеолитами, образование гиалокластитов (Малеев, 1969) процессы зеленокаменного перерождения (Урал, Гиссар) и наличие туфовых турбидитов.

Отличительными особенностями фации наземного семейства являются резкое окисление пород, наличие игнимбритовой формации, ассоциация с континентальными образованиями, чрезвычайная сложность разрезов, отсутствие слоистости и т. д.

Для классификации фации гранитоидов необходимо систематизировать вышеописанные признаки (Хамрабаев, Далимов, Айзенштат, 1968). Условия образования породы многообразны и отражаются на всех ее особенностях, начиная от тектонического положения и кончая геохимическими свойствами. Поэтому и применяемые нами критерии по степени детальности и информативности разделяются на следующие категории. Первая носит общий характер и отражает в целом форму проявления магматических процессов. По этому признаку различаются два комплекса фаций: вулканический (излившийся) и плутонический (застывший на глубине). Вторая категория признаков отражает тектонические, структурно-геологические и общие петрологические особенности магматических тел.

Некоторые из указанных критериев в разное время рассматривались М. А. Усовым, Ю. А. Кузнецовым, Д. И. Горжевским, В. Н. Козеренко, И. Х. Хамрабаевым, а часть из них введена нами, в частности, тектоническая позиция гранитоидных тел, связь с вулканизмом и степень развития петрогенетических процессов и др.

По структурно-геологическим и общим петрографическим признакам можно выделить семейства фаций (например, семейство фаций малых глубин). К структурно-геологическим признакам относятся и некоторые геофизические данные, позволяющие оттенить фациальные особенности отдельных комплексов. Так, по данным Л. Н. Котляревского (1967—1969), территория Узбекистана по намагниченности подразделяется на две зоны: Средне- и Южно-Тянь-Шаньскую. Средне-Тянь-Шаньская зона является более магнитной (здесь развиты преимущественно интрузии средних и малых глубин).

Петрогеохимические и минералогические критерии касаются особенностей вещественного состава пород. Здесь наряду с признаками, которые довольно широко известны в литературе (коэффициент окисленности железа и др.), нами выделяется ряд новых: содержание связанной воды (Хамрабаев, Искандаров, 1964; Далимов, 1965—1966; Далимов, Искандаров, Мусаев, 1965), содержание, дисперсия, коэффициенты вариации ряда петрогенных и малых элементов и т. д. Эти

признаки пород позволяют среди семейств фаций различать отдельные фации и иногда субфации. Последние довольно четко выделяются по минералогическим критериям, введенным нами.

Немаловажное значение для фациального анализа гранитоидов имеет распределение в них газовой фазы. Согласно данным А. Готье (1963), Р. Чемберлена (1952), О. Г. Борисова (1969) и др. в эффузивных и интрузивных породах кислого состава содержание газов (CO_2, CO, H_2, CH_4, C_2, F_2) различно. В интрузивных образованиях суммарное количество газов (без воды) увеличивается, а в эффузивных — уменьшается. Такие газы, как CO_2 и H_2, по мнению О. Г. Борисова, могут явиться указателем на глубинность формирования пород вне зависимости от их химического и минералогического состава. В интрузивных породах преобладает H_2, а в эффузивных — CO_2. Этот вывод противоречит термодинамическим построениям А. А. Маракушева (1965), считающего, что CO_2 увеличивается с глубиной. Эти факты нуждаются в тщательном изучении.

Как видно из сказанного, критериев фациальности достаточно много, но большинство из них не проверено и не оценено. В последующих разделах мы попытаемся наметить основные критерии фациальности гранитоидных интрузий. Наши выводы и суждения основаны на материалах по Юго-Западному Гиссару, Южному Гиссару, Кураминской подзоне, Западному Узбекистану и Чаткальскому хребту, поэтому авторы не рассчитывают на универсальность своих выводов.

Структурно-геологические критерии

Тектоническое положение гранитоидов. На зависимость фациальности интрузий от тектонического положения одним из первых обратил внимание А. А. Полканов (1936). По его мнению, глубинные гранитоиды приурочены к кратонам, а гранитоидные тела мезозоны (среднеглубинные) — к мобильным участкам земной коры. На примере Западного Тянь-Шаня В. Н. Козеренко (1946) показал, что абиссальные интрузии приурочены к глубокоэродированным ядрам антиклинальных структур, а породы гипабиссальной фации — к границе антиклинальных, в том числе и горстовых поднятий и синклинальных опусканий. Позже (1965—1966), он подтвердил эту зависимость на примере Забайкалья.

По данным Ю. А. Кузнецова и др. (1969), в Алтае-Саянской складчатой области формирование гранитоидов происходит во внутригеосинклинальных поднятиях. Эти гранитоиды характеризуются приблизительно одинаковой глубиной формирования. По данным Г. М. Мейтув, В. В. Иванова, Т. В. Ивановой (1969), из 62 мезозойских интрузивов Восточного Забайкалья 52 приурочены к поднятиям, к которым одновременно тяготеют и кислые эффузивы. Эта зависимость подтверждается петрохимически и распределением даек, связанных с гранитоидами (70% — в поднятиях, 20% — в прогибах, 10% — в промежуточной зоне).

Анализ собранного нами материала показывает, что интрузивы абиссальной фации размещаются в ядрах антиклинальных и брахиантиклинальных структур первого и второго порядков. Например, Бештор-Тундукский массив в Пскемском хребте приурочен к ядру Пскемской антиклинали, осложняющей северо-западное крыло Чаткальского антиклинория, Среднеуруклинский массив в Чакчарских горах приурочен к ядру одноименной брахиантиклинальной структуры вблизи ее периклинального замыкания (Головин, 1966; Чикрызов, Лапидус, 1962). Аналогичным образом Бахчинский, Вахшиварский, Обинаурузский мас-

сивы приурочены к ядрам одноименных антиклинальных складок. Кроме того, к антиклинальным складкам приурочиваются некоторые гранитоиды Западного Узбекистана (Нуратинский плутон, Таушанский, Шайдарозский, Тозбулакский массивы в Центральных Кызылкумах). Это подтверждается и геофизическими данными Ш. А. Чемборисова (1969) и В. М. Фомина (1964).

Наряду с приуроченностью большинства интрузий к складчатым структурам положение значительной части гранитоидных массивов контролируется крупными разрывными нарушениями, как правило, относящимися к «глубинным» разломам. Так, Верхнешавасский массив, приуроченный к ядру антиклинальной складки, в то же время расположен и контролируется зоной пересечения Каранкольского и Чилтенского разломов. Характерно, что самая крупная апофиза массива вытянута вдоль Чилтенского глубинного разлома (Лаверов и др., 1962). К этой же категории массивов, контролирующихся и складчатыми и глубинными разломами, относятся Гиссарский плутон, приуроченный к одноименной зоне разлома, Акбулакский массив (Чаткальский хребет), вытянутый вдоль Арашанского разлома на 125 *км*, Текешский массив, расположенный на стыке Аюторского, Турпакбельского и Южно-Сайрамского разломов.

Наиболее отчетлива связь гранитоидных формаций с зонами разрывных нарушений в Южно-Тянь-Шаньской геосинклинальной системе. На картах со снятым мезокайнозойским чехлом гранитоиды образуют поля и гирлянды, вытянутые вдоль мощных глубинных разломов: Северо-Нуратинского и Южно-Гиссарского.

Таким образом, интрузивы, относящиеся к семейству фаций больших и средних глубин (абиссальная и мезоабиссальная) обладают «двойным тектоническим подчинением»: с одной стороны, часть из них контролируется антиклинальными и антиклинориевыми структурами, а с другой — локализуется вдоль зон глубинных разломов (Южно-Ферганский, Северо-Нуратинский и др.).

Вопрос о том, какой из этих факторов является определяющим, однозначно не решен. Вероятнее всего, глубинные разломы играют главную роль в размещении гранитоидов в геосинклинальных областях (Южный Гиссар, Западный Узбекистан, Центральные Кызылкумы), а в срединных массивах наряду с ними большое значение принадлежит сводовым поднятиям, приводящим к образованию пликативных структур. Особенно отчетливо это видно на примере Байсунского срединного массива.

Рассматривая размещение гранитоидов Южного Узбекистана в структуре Байсунского срединного массива, можно отметить кольцеобразное расположение гранитоидных формаций. Наличие элементов кольцевого строения подчеркивается дайковыми поясами, ориентировкой малых порфировых интрузий, расположением центров извержений и т. д. Причиной подобного кольцевого расположения древних интрузий, видимо, является существование в докембрии и Pz_1 кольцевых разломов, которые служили путями проникновения магмы. Фрагменты этих разломов изучены недостаточно. Вероятно, к ним можно отнести Южно-Сурхантауский разлом, а также разлом, ограничивающий с юга Гуматагский массив и т. д.

Малоглубинные интрузии в отличие от предыдущих контролируются преимущественно разрывными нарушениями. В некоторых случаях пространственное расположение гипабиссальных интрузий совпадает с краевыми частями наложенных депрессионных вулкано-тектонических структур. Бóльшая часть наиболее типичных интрузий гипабиссального

облика в виде даек концентрируется в дайковые пояса и поля (Северо-Кураминский дайковый пояс), размещающиеся в центральных частях блоковых поднятий. Например, в юго-западных отрогах Чаткальского хребта интрузии граносиенитового комплекса (P_2—T_1) приурочены к субширотным нарушениям (группа южных разломов, пересекающих Чилтенскую мульду). В северной части этой площади гипабиссальные интрузии тяготеют к Башкызылсайскому разлому. В пределах северного склона Кураминского хребта пояс гипабиссальных пород (в осевой части Карамазарской горст-антиклинали) размещается в северном блоке Колбулакского разлома. Апикальные выступы ранних фаз (образования более глубинной субфации) тяготеют к границе Северо-Карамазарской горст-антиклинали и Алмалыкской грабен-синклинали.

В юго-западных отрогах Гиссарского хребта малые порфировые интрузии также отчетливо приурочиваются к зоне субширотных разломов (Яккабагский хребет, Сурхантау). В депрессионных вулкано-тектонических структурах типа Чилтенской, Сурхантауской гипабиссальные интрузии представлены телами более ранних фаз, образующих относительно крупные штоко- и дайкообразные тела. Породы субвулканической фации в зонах крупных разломов имеют вид протяженных дайковых поясов северо-восточного и северо-западного простирания и выполняют трещины скалывания второго и третьего порядка (Такелийский, Чилтенский, Моголтауский, Музбельский дайковые пояса). Как и гипабиссальные тела, субвулканические интрузии трассируют зоны глубоких расколов. Они, как правило, не зависят от складчатости и знака депрессионных структур. Наиболее отчетливо это видно на примере молодых пермо-триасовых субвулканических тел Юго-Западного Чаткала. Так, сиенит-порфиры и сиенито-диорит-порфириты Чилтенского типа (P_2—T_1) трассируют зону Чилтенского разлома, одновременно приурочиваясь к краевым частям наложенных структур типа грабен-синклиналей. Один из крупнейших в Кураминской подзоне субвулканических интрузивов — Бабайтагский массив — может служить примером приуроченности пород субвулканической фации к разрывным нарушениям и зонам их пересечения (Кумбельский, Куакольский и группа южных разломов). Примечательно, что этот интрузив занимает центральную часть Чилтенской мульды.

Отчетливая зависимость субвулканических образований от разрывных нарушений проявляется и в Южном Узбекистане. В хребте Сурхантау вдоль зоны Южно-Сурхантауского разлома внедряются субвулканические тела кварцевых порфиров, кварцевых кератофиров и т. д., которые вытянуты своими длинными осями вдоль зоны этого разлома.

Подобная приуроченность субвулканических образований к одной зоне свидетельствует о существовании здесь зоны глубокого разлома. Это подтверждается геофизическими исследованиями.

Подобные взаимоотношения установлены в Северном Байсунтау, Чакчарских горах и в Яккабагском хребте. Как было отмечено выше, кислые вулканиты преимущественно тяготеют к депрессиям и прогибам и одновременно связаны с зонами крупных тектонических швов, вдоль которых располагаются центры их извержений. В связи с этим некоторые авторы выделяют специфические кольцевые вулкано-тектонические структуры конседиментационного характера, получившие в литературе различные наименования (мульды проседания, по А. В. Арапову, 1964—1966; кальдеры обрушения, по Ф. С. Смиту, 1962; вулканические депрессии и т. д.).

В пределах указанных структур отчетливо видна связь близповерхностных интрузий с пирокластикой, подтверждающая мысль К. Е. Устиева (1962) о том, что кислые игнимбриты, образующиеся в результате быстрых пароксизмов, являются промежуточным звеном и связаны с центральными гранитоидными интрузиями (Далимов, 1964, 1965, 1966, 1967). В юго-западных отрогах Гиссарского хребта выделяются две такие структуры: Сурхантау-Дималекская и Хандиза-Якказагская, заложенные на жестком докембрийском основании и ограниченные крупными разломами. Нижнекарбоновая липаритовая формация этого района связана только с этими структурами.

На основе изложенного можно считать, что интрузии ультраабиссальной, абиссальной и мезоабиссальной фаций связаны в срединных массивах и их обрамлении со сводовыми поднятиями и складчатыми структурами, а в геосинклинальных областях размещение их контролируется зонами глубинных разломов. Вероятно, в размещении интрузий малых глубин играют роль и кольцевые разломы. Гипабиссальные, субвулканические образования связаны преимущественно с разрывами меньших порядков, развитыми в области горстовых поднятий и их переходных частей к блоку опускания, или же целиком концентрируются в пределах последних.

Таким образом, тектонический фактор не позволяет выделять отдельные фации, но имеет определенное значение при изучении условий образования (фациальности) гранитоидов, отражая их наиболее общие особенности. Пользуясь этим признаком, можно различать семейство фаций больших, средних и малых глубин и т. д.

Морфология тел. Форма магматического тела определяет структурно-текстурные особенности пород, характер проявления автометасоматических процессов. По мнению Ю. А. Кузнецова (1955), форма тела наряду с другими факторами обусловливает также и степень проявления магматических процессов: ассимиляции, дифференциации и т. д. Морфология интрузивных тел имеет важное значение и для локализации оруденения, влияя на минералого-геохимические особенности пород. И. Х. Хамрабаев (1969) считает, что роль морфологии гранитоидов в локализации оруденения проявляется двояко:

1) генетическая связь оруденения с конкретными интрузиями. В этом случае каждое интрузивное тело является рудоносным началом, следовательно, рудоразмещение обусловлено морфологией тела;

2) рудоносные растворы образовались из корней интрузий или докембрийского субстрата. В этом случае морфология интрузий и локализация оруденения связаны между собой парагенетически.

По данным этого же исследователя, высокотемпературные рудные формации W, Mo, Sn, Be и графита размещаются в эндоконтактах гранитоидов, в узких окончаниях интрузивов и его пологих контактах (Хамрабаев, 1969). Морфология гранитоидов Узбекистана приводится ниже.

Фация	*Форма тел*	*Примеры*
Абиссальная и ультраабиссальная	Акмолиты, конкордантные, согласные залежи, узлы даек, ветвящиеся дайки, ориентированные по сланцеватости, мелкие штоки, отделенные друг от друга зонами мигматитов	Уруклинский, Айлянгарский, Бахчинский интрузивы, хребты Байсунтау и др.
Мезоабиссальная	Крупные межформационные, грибообразные, реже сквозные плутоны, штоки	Нуратинский, Гиссарский, Карамазарский и др.

Гипабиссальная и субвулканическая	Дайки, дайковые пояса, штоки, дайкообразные тела, лакколиты, бисмалиты, этмолиты, силлы, внутриформационные залежи	Бабайтагский, Самгарский, Кызылнуринский, Яккабагский, Вахшиварский и др.
Экструзивная	Купола, иглы	Кызылдарьинский, Диболо, Ходжабарку
Эффузивная и эксплозивная	Покровы, потоки, стратифицированные залежи	Кураминский, Чаткальский и Гиссарский хребты

Абиссальные интрузии (Среднеуруклинский, Бахчинский, Обинаурузский — в Южном Узбекистане, Бештор-Тундукский, Баркракский — в Чаткале и др.) обладают различной формой. В Южном Узбекистане — это акмолиты, согласные залежи, крупные штоки с неясными контактами. В ряде случаев абиссальные интрузии представляют собой сложную систему ветвящихся дайкообразных тел, ориентированных по сланцеватости вмещающих пород. Кроме того, встречаются узлы даек, штокообразные массивы, отделяемые друг от друга полосами мигматитов. Характерной особенностью типично-абиссальных интрузий является наличие постепенных переходов от интрузивов к вмещающим метаморфическим образованиям (Айлянгарский массив).

Гранитоиды средних глубин в Узбекистане наиболее широко распространены. К ним относятся многофазные, сложнопостроенные интрузивные массивы карбонового и пермокарбонового возраста. Для них характерно формирование крупных (несколько сотен километров) батолитоподобных тел и штоков. До настоящего времени считалось, что большинство интрузивов этой фации имеет сквозной характер и представляет собой типичные батолиты. Но результатами петрологических и геофизических исследований (Хамрабаев, Чемборисов, Фомин, Шманенко, 1964) установлено, что батолиты гранитоидов представляют собой плоские, линзообразные или межформационные тела мощностью 4—6 *км* (Северный Нуратау). Аналогичные данные в настоящее время имеются по Гиссарскому плутону, интрузиям Чаткало-Кураминского района и Центральному Казахстану.

В Кураминской подзоне главная масса гранитоидов, видимо, имеет незначительную глубину и плоскую, линзообразную форму, на что указывали В. И. Попов, А. С. Аделунг на примере Чаткало-Ангренского батолита. На лакколитообразную форму Карамазарского батолита указывают В. В. Байков, В. В. Михайлов (1964).

Анализируя данные магнитометрических и гравиметрических данных, О. М. Борисов и И. А. Фузайлов (1971) пришли к выводу о преимущественно лакколитообразной, многоярусной форме гранитоидов. И. Х. Хамрабаев (1971) на основе сейсмологических данных считает, что в Западном Чаткале, хребте Моголтау кровля гранита залегает тремя ярусами. Верхний (V_p=5,7—5,9 *км/сек*) выходит на поверхность в виде известных массивов, кровля второго яруса (V_p=6,2—6,3 *км/сек*) лежит на глубине 6—11 *км*, а третьего (V_p=6,2—6,5 *км/сек*) — 12—17 *км*. Второй и третий ярусы разделены слоями более низкоскоростных пород, которые могут быть отождествлены с докембрийскими отложениями.

По мнению У. Гамильтона (W. Hamilton and Meyers, 1967), так называемые синорогенные батолиты представляют собой сложные тела гранитного состава, мощность которых, по сейсмическим данным, составляет 4—7 *км*. Как правило, батолиты (или плутоны) кристаллизуются под покровом своих эффузивных аналогов, представленных породами типа андезитов и дацитов (Сьерра Невада, Боулдер, Идаго в США).

В условиях малых глубин объемы внедряющейся магмы (магматического расплава) и соответственно размеры тел резко сокращаются по сравнению с породами предыдущей фации. Согласно сделанным расчетам М. А. Осипова (1969), общее уменьшение объема кислой магмы в условиях малых глубин составляет 8—9% (при $t=900°$, 25% твердой фазы — кристаллы и 75% жидкой — расплав). Высвобождавшийся объем реализуется как в виде уменьшения размеров интрузий в среднем на 5%, так и в виде различного рода внутриинтрузивной пористости и трещиноватости. Этим, видимо, объясняется и появление многочисленных кольцевых разломов и структур обрушения и т. д.

В результате сокращения размеров интрузий внешние породы оседают, деформируются в соответствии с режимом образования пустоты, величиной горного давления и механическими свойствами пород. Поскольку остывание интрузивов происходит медленно, то вмещающие породы вовлекаются в процессы оседания постепенно. По мнению М. А. Осипова, если нижняя пачка оседает на «n» раз, то следующая над ней на «$n-1$» раз и т. д. Преимущественной формой залегания пород этого семейства фаций являются мелкие штоки, лакколиты, лополиты, бисмалиты, секущие дайки и дайкообразные тела. При этом внутри многофазных комплексов гипабиссальных интрузий размеры тел уменьшаются от представителей ранних фаз к поздним, а форма их меняется от штоков к дайкам.

Формы тел субвулканической фации разнообразны: крупные лакколиты, бисмалиты, штоки, внутриформационные залежи, дайки и дайковые пояса. Вулканические фации образуют потоки, покровы, иглы, купола.

Таким образом, можно отметить следующее.

Форма магматического тела имеет существенное значение для локализации оруденения.

По морфологии магматического тела можно довольно отчетливо различать интрузии средних, больших и малых глубин и вулканические образования. Для абиссальной фации характерны инъекции, для мезоабиссальной — крупные сложнопостроенные плутоны, для гипабиссальной и субвулкано-экструзивной — штоки, дайки, бисмалиты, этмолиты, лакколиты и т. д. Следовательно, форма интрузий один из существенных критериев при разделении семейств фаций.

Связь с вулканическими процессами. Вопрос о связи вулканизма с плутонизмом является одним из наиболее важных в современном учении о магматических формациях. Впервые он разрабатывался Хеттоном (1785). Позже Циркель (1866) и Розенбуш (1873) предположили, что петрографическая эквивалентность габбро и диабаза, гранитов и липаритов имеет глубокий генетический смысл. Представители французской школы (Эли де Бомон, А. Лакруа, Ф. Мишель-Леви) и Ч. Ляйелль высказали мнение о полной автономности вулканических и плутонических ассоциаций. Эти взгляды в дальнейшем развиты Веганом, Л. Рейнольдс, Х. Баклундом, Р. Перреном, М. Рубо и окончательно сформулированы в известной работе Anderson and Kennedy (1938).

В советской литературе подобных взглядов придерживаются А. А. Меняйлов (1962), Н. С. Успенский (1952), В. С. Коптев-Дворников (1952), Г. М. Гапеева (1961) и др. В последние годы Е. К. Устиев (1949—1969), Ю. А. Кузнецов (1960—1964), М. Б. Бородаевская (1960), М. А. Фоворская (1956) и др. установили существование вулкано-плутонических формаций, которые наряду с собственно вулканическими и плутоническими играют важную роль в истории развития Земли. Ха-

рактерной их особенностью является то, что они приурочены преимущественно к поздним стадиям развития складчатых областей, а также областей активизации.

В настоящее время намечены в общих чертах типы вулкано-плутонических формаций и формы связи интрузивных и вулканических пород. По мнению Е. К. Устиева (1969), следует выделять:

1) плутоно-вулканы и вулкано-плутоны — синхронно развивающиеся комплексы, эффузивные и интрузивные члены которых связаны взаимопереходами и обусловлены одним этапом формирования (пермо-триасовый вулкано-плутонический комплекс Кураминской подзоны).

2) вулкано-плутонические формации — в простейшем случае это серии пород, связанных единой структурой и временем происхождения (вулкано-плутоны и плутоно-вулканы).

3) вулкано-плутонические ассоциации — совокупности вулкано-плутонов, вулкано-плутонических формаций.

Большинство исследователей, занимающихся проблемами вулканизма-плутонизма считают, что с вулканическими процессами связаны преимущественно интрузии малых глубин (Устиев, 1962, 1963, 1966, 1967; Рудич, 1967, 1969; Сперанская, 1962, 1965, 1969; Нагибина и др., 1969). Некоторые ученые разделяют все гранитоиды на две группы: плутонические и «вулканические» граниты в широком смысле этого слова (Штейнберг, 1968; Штейнберг, Ферштатер, 1968, 1969; Бородина, 1969; и др.). Так называемые вулканические граниты соответствуют формации субвулканических гранитов Ю. А. Кузнецова (1964). По мнению названных исследователей, плутонические (автохтонные) граниты насыщены водой, образуются в сиалическом слое и на уровне, близком к области генерации магм. Формируются они на глубинах порядка 10—15 *км* при больших давлениях водяного пара, сравнительно низкой температуре и не в состоянии подниматься в высокие горизонты земной коры. Даже при постоянной температуре и пониженном внешнем давлении возможности перемещения магмы в верхние горизонты резко ограничены. Естественно, что эти гранитоиды не имеют своих эффузивных аналогов. Вулканические граниты (аллохтонные) не насыщены водой. Они тесно связаны с зонами длительного развития вулканизма (андезито-базальтового, андезито-дацитового, липаритового; Романов, 1926, 1927; Овчинников, 1960; Штейнберг, Фоминых, 1961; Лучинин, 1966; Ферштатер, 1968).

На территории Узбекистана аналогичные комплексы широко распространены. В Кураминской подзоне они имеют нижне-среднекарбоновый, пермский и пермо-триасовый возраст (Раджабов, Арапов, Далимов, 1964; Далимов, Урунбаев, 1964, 1969; и др.).

В юго-западных отрогах Гиссара на основе возрастной, структурно-геологической общности можно предположить наличие нижне-среднекарбонового вулкано-плутонического комплекса, объединяющего липаритовую формацию и гранитоиды Сина и Малянгура. В Западном Узбекистане аналогичные формации проблематичны. Одной из возможных причин отсутствия вулканических комагматов здесь является значительная глубина развития интрузий (4—6 *км*). По ряду признаков они приближаются к гранитоидам, производным водонасыщенных магм.

Отмечается наиболее тесная генетическая связь вулканогенных образований с породами субвулканической фации, что приводит к формированию вулкано-плутонов или вулкано-интрузивных комплексов. Ни одна вулканическая формация не описана без ее субвулканических аналогов, являющихся подводящими каналами для пород этой свиты. В некоторых случаях устанавливаются постепенные переходы от суб-

вулкана в покров (Агафонов, Васильковский, 1952; и др.). Несколько «слабее» связь с вулканитами у пород гипабиссальной фации. На первый взгляд, они оторваны от вулканизма, поскольку рвут их. Но единство их структурно-тектонического положения, общность вещественного состава, возрастная близость позволяют считать, что и породы гипабиссальной фации тесно связаны с вулканизмом (например, пермский вулкано-интрузивный комплекс Кураминского хребта; Айзенштат, 1967—1968).

В настоящее время установлено, что под современными вулканами формируются их интрузивные комагматы. Геофизическими исследованиями С. П. Масуренкова, Е. Богоявленской (1969) под вулканами Академии Наук, Толбачик, Авача, Кихпиныч на Курило-Камчатской гряде выявлены такие аномалии геофизических параметров, которые могут быть интерпретированы как современные интрузии, глубина которых 0,2—0,3—1,2—1,5 *км*. По составу они близки к аналогичным продуктам извержения. Это либо гранитоиды (вулкан Карымский, Академии Наук), либо габброиды (Авача, Кихпиныч).

Таким образом, интрузии малых глубин (субвулканические и гипабиссальные образования) генетически связаны с вулканитами и образуют с ними плутоно-вулканы или вулкано-плутоны.

Мезоабиссальные интрузии также связаны с вулканогенными формациями (имеется в виду широкий комплекс средневерхнекарбоновых гранитоидов Кураминского хребта, Юго-Западного Чаткала и Каржантау). Так, по данным К. Урунбаева и Т. Н. Далимова (1967), андезиты, дациты акчинской и надакской свит сходны с гранодиоритами и кварцевыми диоритами Карабауского, Акча-Шавасского, Калбандыкского и других массивов (общность вещественного состава, структурная и возрастная сопряженность — и те и другие среднекарбоновые). В более глубинных интрузиях Западного Узбекистана мезоабиссальные гранитоиды автономны и не зависят от вулканических процессов. Наиболее самостоятельны абиссальные интрузии Чаткала, Гиссара, Каратюбе и т. д.

Таким образом, можно отметить, что субвулканические фации и гипабиссальные породы тесно связаны с вулканизмом, поскольку кристаллизуются из периферических, близповерхностных очагов, являющихся общими как для вулканитов, так и для интрузивных пород. При этом связь между названными типами пород следует рассматривать как генетическую (Сперанская, 1969; Далимов, 1966).

Связь мезоабиссальных интрузивов Кураминской подзоны с вулканитами C_2, очевидно, свидетельствует об их сравнительно малой глубине (3—4 *км*). Видимо, они соответствуют аллохтонным гранитам Г. Штилле или вулканическим гранитоидам Д. С. Штейнберга. Связь указанных пород друг с другом следует считать парагенетической.

Абиссальные интрузивы (Байсунская зона, Чаткал и др.) являются типичным примером плутонических гранитоидов, формирующихся вблизи от областей генерации (автохтонные) на уровне 10—12 *км* и поэтому не связанных с вулканическими процессами.

Возраст интрузий Узбекистана варьирует от протерозойского до пермо-триасового. Он, видимо, косвенно отражает глубинность магматических тел.

Анализ собранного материала свидетельствует о том, что подавляющая часть абиссальных и ультраабиссальных интрузий имеет древний (докембрий-нижнепалеозойский) возраст. Так, возраст Среднеуруклинского массива — 600—670 млн. лет, Айлянгарского — 400—500, Бештор-Тундукского — 830, Обинаурузского, Вахшиварского и Гума-

тагского — 350—370 млн. лет и т. д. В целом из 12 абиссальных интрузивов Узбекистана 11 имеют древний возраст, за исключением Баркракского ($P—T_1$). Геологически это доказано не повсеместно. Гранитоиды рвут докембрийскую метаморфическую толщу, а чаще образуют в ней внутриформационные согласные тела с постепенными переходами во вмещающие породы и перекрыты фаунистически охарактеризованными отложениями нижнего карбона.

Большинство мезоабиссальных интрузий во всех регионах Узбекистана формируется в пермо-карбоновое, реже нижне-среднекарбоновое время. Вероятно, это соответствует эпохе повсеместного планетарного гранитообразования.

Гипабиссальные интрузивы Кураминской подзоны и Юго-Западного Гиссара преимущественно пермские, реже пермо-карбоновые, а субвулканические тела — пермские и пермо-триасовые. Обработка полученных данных методами математической статистики показывает, что между возрастом интрузий и уровнем их формирования существует прямая, положительная корреляция. Тем не менее этот признак выдвигается условно, причины подобной корреляции не ясны и требуют дополнительных исследований.

В настоящее время установлено, что дайковые отщепления, их видовой состав и многообразие в определенной степени отражают условия образования магматических пород. В предыдущих классификациях (Горжевский, 1965) показано, что для ультраабиссальных и субвулканических фаций в отличие от мезоабиссальных дайки не характерны или распространены незначительно. На примере гранитоидных интрузий Узбекистана эти эмпирические зависимости в значительной мере подтверждаются.

Породы абиссальной фации (Юго-Западный Гиссар) характеризуются преимущественным развитием кварц-турмалиновых жил и пегматитов, резко преобладающих над аплитовыми дайками. Пегматиты, как правило, присутствуют в виде гнезд размером 0,3—0,5 *м*, значительно реже образуют маломощные тела. Гнезда пегматитов содержат мусковит, биотит, турмалин и апатит, хорошо дифференцированы и, видимо, лишены корней, что позволяет предполагать их образование в результате перекристаллизации (Заварицкий, 1947). Наряду с пегматитами в этих интрузиях распространены кварц-мусковитовые, кварц-мусковит-кордиеритовые жилы. Примерное отношение пегматитовых и кварцевых жил к более поздним дайкам представляется, как 10 : 1.

В мезоабиссальной фации по соотношению аплитов и пегматитов выделяются образования более глубинной и менее глубинной субфаций. В первой (Лолабулакский интрузив) инъекционные жилы мусковитовых пегматитов резко преобладают над аплитами (гранит-аплиты, гранодиорит-аплиты). Примерное отношение пегматитов к аплитам равно 8 : 1. Кроме того, к Лолабулакскому интрузиву тяготеют редкие дайки габбро-диоритов, диоритовых порфиритов и лампрофиров (в породах ранних фаз), а также гранодиорит-порфиров и микрогранитов (поздних фаз). Для менее глубинной субфации чрезвычайно характерно резкое преобладание аплитовых жил (гранит-аплиты и гранодиорит-аплиты мощностью 1—5 *м*, субширотного, реже северо-восточного простирания) над шлировыми, редко жильными пегматитовыми телами (Карамазарский батолит, Карабашский, Акчинский, Устукский, Акчопский массивы и др.). В Актауском (Нуратинские горы) и Тозбулакском (Кульджуктау) массивах, относящихся также к мезоабиссальной фации, количество пегматитовых жил несколько возрастает. Они представлены мелкозернистыми разностями и пространственно тесно ассо-

цируют с аплитами. Количество аплитов и пегматитов, как правило, увеличивается в породах более поздних фаз. Примерное отношение пегматитов к аплитам в менее глубинной субфации мезоабиссальной фации составляет 1 : 10 и менее (Кураминский батолит, интрузии правобережья р. Ангрен).

Для пород мезоабиссальной фации в целом характерно наличие дайковых отщеплений: лампрофиров, диоритовых порфиритов, кварц-диоритовых порфиритов, микродиоритов, микрогранодиоритов, гранодиорит-порфиров, адамеллит-порфиров и гранит-порфиров. Большинство из этих отщеплений при мощности 5—20 *м* имеют дайковую, штокообразную и неправильную форму, субширотное простирание с углами падения 45—80° и прослеживаются на расстоянии до 1 *км* по простиранию.

Для гипабиссальной и субвулканической фаций жильные отщепления совершенно не свойственны. Лишь в гипабиссальных интрузивах, относящихся к более глубинной субфации (штоки гранитоидов куюндинского типа), появляются жилы и неправильные тела плагиоаплитов мощностью 10—15 *см* и редко дайки лампрофиров.

Таким образом, по количеству, составу и взаимоотношению жильно-магматических отщеплений можно выделить гранитоиды абиссального и ультраабиссального облика, где схизолиты распространены мало, имеющиеся жильные пегматиты резко преобладают над аплитами, присутствуют кварц-мусковитовые и кварц-мусковит-кордиеритовые грейзены. В условиях средних глубин дайковые отщепления широко распространены и представлены аплитами, пегматитами, порфирами, порфиритами, в условиях малых глубин количество дайковых отщеплений резко падает.

Экзоконтактовый метаморфизм играет важную роль при фациальном анализе гранитоидных образований. В момент внедрения гранитоидное тело или покров оказывается в сложных взаимоотношениях с окружающей средой. С одной стороны, магма воздействует на среду, вызывая возникновение определенных форм контактового метаморфизма, а с другой, — среда с ее температурой, газопроницаемостью, пластичностью, составом оказывает влияние на магму, обусловливая появление закаленных фаций, явления краевой ассимиляции и т. д. Это, по мнению Ю. А. Кузнецова (1961), позволяет считать экзоконтактовый метаморфизм одним из существенных критериев при анализе условий формирования гранитоидных тел.

Экзоконтактовые изменения гранитоидов изучены слабо. Материалы, имеющиеся в нашем распоряжении, позволяют отметить следующее. В породах абиссальной фации во внутренней зоне экзоконтакта преобладают гнейсовидные и порфировидные мигматиты. Далее от контакта в них уменьшается количество жильного материала, ореол мигматизации распадается на отдельные зоны и линзы, разделенные полосками фельдшпатизированных и неизмененных гнейсов. По данным В. Е. Головина (1969), в Среднеуруклинском массиве ширина экзоконтактового ореола колеблется в пределах первых десятков метров. Отмечается следующий парагенезис минералов: биотит, силлиманит, кордиерит, калишпат, кварц, плагиоклаз, разделенный на биотит-силлиманитовую и альмандиновую фацию метаморфизма. Кроме того, характерным для этих массивов является постепенный переход от вмещающих пород к гранитоидам (в пределах 80—100 *м*). Вначале гранитоиды сменяются зонами мигматитов, которые в свою очередь переходят в фельдшпатизированные гнейсы, сменяющиеся затем нормальными кристаллическими сланцами.

В Бахчинском, Обинаурузском, Гуматагском и Вахшиварском массивах (Юго-Западный Гиссар), представленных двуслюдяными гранитами и гранодиоритами, в экзоконтактах (ширина 10—35 *м*) отмечаются породы, соответствующие пироксен-роговиковой фации (андалузит, кордиерит, силлиманит, кварц, биотит, калишпат — ореолы артеритовой мигматизации).

По Тернеру и Ферхугену (1961) ориентировочно определена температура пород экзоконтактов: для Бахчинского массива — 1000—1100°, Бештор-Тундукского 700—730° (верхи альбит-эпидот-роговиковой фации), Обинаурузского и Вахшиварского — 700—800°, при $T_{нач}$ — 900—1000°.

В породах абиссальной фации широко распространены процессы щелочного метасоматоза и кислотного выщелачивания, которые тесно связаны со стадией магматического замещения.

В мезоабиссальных гранитоидах Узбекистана экзоконтактовые изменения проявлены более широко. Так, для Тозбулакского, Актауского, Заркайнарского, Устукского и других массивов Западного Узбекистана ширина экзоконтактового ореола достигает 100—400 *м*, местами 0,9—1 *км*, в Кураминской подзоне и Чаткале — 0,5—0,6 *км*. В целом породы экзоконтактовых зон соответствуют роговообманково-роговиковой фации метаморфизма со следующим парагенезисом: плагиоклаз, кварц, биотит, роговая обманка, гранат, кордиерит, андалузит, силлиманит, (пироксен), мусковит. В тех случаях, когда гранитоиды прорывают известняки, интенсивно развивается мраморизация известняков и образуются скарны (гранат-пироксен-везувиановые вокруг Майдантальского массива и др.).

В меньшей степени в экзоконтактовой зоне развиты образования, соответствующие альбит-эпидот-роговиковой фации. Анализ фаций метаморфизма среднеглубинных интрузий позволяет считать, что экзоконтактовые явления проходили при температуре 800—900°.

В гипабиссальных интрузивах мощность экзоконтактового ореола не превышает 1—5 *см*, а в более глубинной субфации — 1—3 *м*. Экзоконтактовые изменения соответствуют альбит-эпидот-роговиковой фации метаморфизма с характерной ассоциацией: биотит—(хлорит)—эпидот—альбит—микроклин, амфибол—плагиоклаз—кварц—эпидот и др. Отмечается также слабый катаклаз ряда минералов в экзоконтакте гипабиссальных интрузий.

При детальных наблюдениях появляется возможность разделения отдельных фаций на субфации. В частности, в глубоких эрозионных срезах гипабиссальных интрузий (Алмалыкский рудный район) экзоконтактовые изменения соответствуют роговообманково-роговиковой фации (Pl+Амф+Микр+Муск+Кварц) с температурой образования 830—950°. В апикальных частях фации экзоконтактового метаморфизма соответствуют альбит-эпидот-роговиковой с температурой образования 660—730°.

В субвулканической фации экзоконтактовые изменения почти не проявляются, хотя в отдельных крупных интрузивах встречены минеральные ассоциации, соответствующие альбит-эпидот-роговиковой фации (Бабайтагский и Чилтенский интрузивы, субвулканические тела Кураминского хребта).

В вулканических образованиях экзоконтактовые изменения приурочены к нижним частям потоков и покровов и обычно выражаются в обжиге и уплотнении нижележащих пород. Единичные данные об экзоконтактовых изменениях указывают на принадлежность их к

санидинитовой фации (санидин, пижонит и высокотемпературный плагиоклаз).

Таким образом, экзоконтактовый метаморфизм является одним из существенных критериев при анализе фаций гранитоидных образований, используемых в настоящее время для выделения крупных таксономических единиц (семейств фаций). Детальное изучение этого вопроса позволит выделить и более мелкие фациальные единицы.

Характер и ширина зоны **эндоконтактового метаморфизма** свидетельствуют о фациальной принадлежности интрузий. Мощность эндоконтактового ореола непосредственно зависит от размеров интрузий и температурного градиента.

В образованиях абиссальной фации эндоконтактовые изменения обычно отсутствуют или представлены маломощной, мелкозернистой зоной (0,7 *м*) повышенной основности и щелочности (кварцевые диориты, порфировидные гранодиориты). В эндоконтакте повышается количество темноцветных минералов (Уруклинский массив) и калинатровых полевых шпатов (порфиробласты). Это обстоятельство можно связать с волной отраженной щелочности, по Д. С. Коржинскому (1946—1960). Например, для Среднеуруклинского массива характерен переход от гранитов к кристаллическим сланцам через толщу инъекционных мигматитов и фельдшпатизированных гнейсов. Отсутствие четко выраженного и широкого эндоконтактового ореола в породах абиссальной фации связано с предварительным прогревом окружающих пород в ходе прогрессивной гранитизации, сопутствующей становлению абиссальных интрузивов.

Мезоабиссальные гранитоиды по характеру эндоконтакта не разделяются на две субфации, поэтому характеристика эндоконтактовых изменений мезоабиссальной фации дается в целом. Мощность эндоконтактового ореола мезоабиссальных интрузий 50—200 *м* (Тозбулак, Актау и др.). В эндоконтактах присутствуют мелкозернистые или порфировидные породы с гипидиоморфнозернистой, реже гнейсовидной текстурой, порфировая структура не свойственна. Они характеризуются повышенной основностью (граниты переходят в гранодиориты, кварцевые диориты и диориты с повышенным содержанием амфибола, биотита, плагиоклаза, магнетита, сфена, граната и др.), либо щелочностью (кварцевые сиенито-диориты, кварцевые сиениты) с повышенным содержанием калинатрового полевого шпата.

Весьма характерной особенностью гранитоидов, относящихся к абиссальной (Юго-Западный Гиссар) и мезоабиссальной (Зарафшанская зона) фациям, являются некоторые признаки контактовых изменений, свидетельствующие об их автохтонной природе. Нами подобные факты наблюдались на примере Обинаурузского, Вахшиварского, Сукарского и других массивов: а) расплывчатые контакты, нередко постепенные переходы во вмещающие породы; б) сильный метасоматоз вмещающих пород (гранитизация, зоны диоритов, лейкократизация); в) отсутствие нарушений во вмещающих породах, гнейсовидность контактовых пород, унаследованная от рамы; г) обилие ксенолитов и их ориентировка согласно элементам залегания вмещающих пород, широкое развитие останцов кровли и т. д.

В условиях малых глубин гранитоиды в отличие от мезоабиссальных интрузий обладают четко выраженной порфировой структурой эндоконтактовых зон. Лишь в гипабиссальных породах более глубинной субфации (Куюндинские гранитоиды) в глубоких срезах отмечается маломощная (3 *м*) зона мелкозернистых образований (кварцевые диориты, сиенито-диориты). В эндоконтактовых частях менее глубинной

субфации можно выделить промежуточную зону изменения шириной 0,5—3 *м* и плотную зону «закалки» — до 0,5 *м*, представленную фельзитами, фельзит-порфирами, кварцевыми порфирами, дацитами, дацит-порфирами с коэффициентом порфировидности 0,1—0,5*.

Структура основной массы в породах эндоконтакта криптопойкилитовая, гипокристаллическая, стекловатая и микрофельзитовая. Текстура сферолитовая. В направлении к контакту в интрузиях, как обычно, уменьшается содержание фенокристаллов калинатрового полевого шпата, плагиоклаза и биотита и увеличивается — амфибола. Указанные зависимости установлены на примере гранитоид-порфировых интрузий гипабиссального облика Кураминского и Чаткальского хребтов.

Эндоконтактовые явления в породах субвулканической фации в известной мере близки к гипабиссальным, с той лишь разницей, что на контакте субвулканических образований появляются стекловатые, двухфазные структуры.

Интенсивность проявления **петрогенетических процессов** обусловливается конкретными условиями: объемом внедряющейся массы, глубиной интрузии, характером вмещающих толщ и т. д. Степень развития петрогенетических процессов зависит и от фациальности интрузивов, связанной со всеми вышеназванными признаками.

Ассимиляция и ее роль в специализации отдельных формаций на те или иные металлы изучались многими исследователями (Хамрабаев, 1958, 1968, 1969; Коптев-Дворников, 1967, 1968; Абдуллаев, 1958—1962). В условиях Узбекистана для абиссальных фаций на месте становления не характерны процессы ассимиляции алюмосиликатного, карбонатного и железо-магнезиального типов. Для этой фации во внешнем ореоле свойственны процессы гранитизации с образованием мигматитов, гранито-гнейсов и порфиробластов калинатрового полевого шпата. Дифференциация в этих интрузивах выражена весьма четко (Айлянгарский и Уруклинский массивы Юго-Западного Гиссара).

В условиях средних глубин в гранитоидах на месте становления наблюдается мощная ассимиляция, а также значительная механическая активность магмы, для глубинной субфации (Лолабулакский массив) характерна карбонатная ассимиляция. Кроме того, отчетливо проявлены признаки гранитизации ксенолитов с образованием порфиробластов микроклина. В менее глубинной субфации (Чаткал, Курама, Кульджуктау) для гранитоидов отмечается существенная ассимиляция на уровне становления со следами расплавления ксенолитов вплоть до их полного усвоения. Тип ассимиляции в каждом конкретном регионе обусловлен составом вмещающей толщи и, видимо, поэтому он не может указывать на фациальную принадлежность интрузий. Одновременно с ассимиляцией развиты процессы дифференциации остаточной магмы на лейко- и меланократовые производные с образованием многочисленных схизолитов разнообразного состава (Актау, Таушан, Шайдараз, Тозбулак).

В гипабиссальных интрузиях масштаб и степень ассимиляционных процессов значительно сокращаются. Тем не менее, для более глубинной субфации (штоки куюндинских гранитоидов) отмечается ассимиляция ксенокристов вмещающих пород на уровне становления. В большинстве случаев в гипабиссальных интрузиях более отчетливо

---

[1] Под коэффициентом порфировидности понимается отношение суммарного содержания вкрапленников (объемные %) к основной массе.

проявлены глубинная ассимиляция железо-магнезиального типа (Кураминский регион, Чаткальский хребет и др.) и обогащение пород щелочами (K_2O). Ассимиляция на уровне становления не свойственна, о чем свидетельствуют угловатые формы ксенолитов вмещающих пород, независимость состава интрузий от химизма окружающей среды, отчетливо выраженные эндоконтактовые зоны, условия быстрого остывания магматической массы, ее малый объем и высокий градиент температур.

Для субвулканических интрузий процессы ассимиляции и дифференциации мало характерны, что объясняется резким сокращением объемов, падением активности магмы, высоким градиентом температур и т. д. Для субвулканической фации и отчасти для пород эффузивного облика свойственна ликвация расплава. Как показали исследования ряда авторов (Григорьев, 1938 и др.), кислый расплав при поступлении на поверхность подразделяется на две несмешивающиеся жидкости: более легкую, обогащенную K, Na, F, Cl и др., и более тяжелую, обогащенную Fe^3, Fe^2, Mg, Ca, Ti. Экспериментально подтверждено, что подобное разделение происходит при давлениях около 150—200 *атм* и температуре 750—800°. Последующая активность очага вызывает взрыв этого гетерогенного расплава, что приводит к образованию пород игнимбритовой формации, в которых мезостазис и фьямме представляют собой продукт ликвации.

В тех случаях, когда разделенный на две фазы расплав кристаллизуется в приповерхностных условиях, образуются флюидальные двухфазные структуры пород, где базис и отдельные полосы являются прототипами двух разделенных частей.

Таким образом, характер развития петрогенетических процессов в целом отражает условия образования горных пород. Совершенно очевидно, что степень развития этих процессов зависит от большого количества факторов и глубинность интрузий является лишь звеном в этой цепи. Тем не менее можно ориентировочно наметить, что для абиссальных интрузий свойственны процессы гранитизации, анатексиса, магматического замещения при незначительной роли ассимиляции. При этом формируются широко известные формации палингенных гранитоидов (автохтонные граниты, по Г. Штилле).

В условиях средних глубин гранитизация выражена слабо. Здесь благодаря очень мощным проявлениям ассимиляции (как краевой, так и глубинной) формируются сложные серии пород от габбро до гранита. В условиях малых глубин для пород в общем характерна глубинная ассимиляция. Отсутствие процессов ассимиляции на уровне становления связано с тем, что она наряду с гранитизацией является функцией устойчивых термо-динамических условий. В случае высоких градиентов температуры в системе происходит сокращение времени охлаждения, поэтому потенциальные возможности для проявления ассимиляции ограничены. Наряду с этим в условиях малых глубин (гипабиссальная и субвулканическая фации) широко проявляются процессы ликвации, отражающиеся на структуре и текстурных особенностях пород.

Структура и текстура пород являются одним из классических признаков, позволяющих определять фациальный облик интрузивных и вулканогенных образований. Установлено, что полнокристаллические структуры свойственны фациям больших глубин, порфировые и отчасти порфировидные разности — фациям малых глубин. Эти структурно-текстурные особенности достаточно подробно рассмотрены в работах Ф. Циркеля, М. Леви, Д. С. Белянкина, А. Н. Заварицкого, М. А. Усова, Ф. Ю. Левинсон-Лессинга и др. Специфические структуры пород

(диабластовая, порфиробластовая и др.) и гнейсированность отмечаются в абиссальной фации.

Для большинства пород абиссальной фации (Уруклинский, Бахчинский и Обинаурузский массивы) характерно проявление мирмекита и мирмекитовой структуры, для гипабиссальных чаще всего мезоабиссальных гранитоидов — микропегматита. В последнем случае зональный плагиоклаз обрастает микропертитом, который нередко постепенно переходит в плагиоклаз. Это объясняется непрерывным изменением состава полевых шпатов от среднего плагиоклаза к кислому, а затем к известковому и нормальному анортоклазу. При достижении кварц-полевошпатовый котектики анортоклаз, часто переходящий в микропертит, кристаллизуется вместе с кварцем. Некоторые исследователи (Ферштатер, 1966; Штейнберг, Ферштатер, 1968, 1969) на основании аналогичного распределения мирмекитов и микропегматитов выделяют «мирмекитовую» и «безмирмекитовую» фации глубинности.

Для гипабиссальных образований в целом характерна порфировая структура с микрогранитовой, аллотриоморфнозернистой, микроаплитовой, криптокристаллической, псевдосферолитовой структурой основной массы. В более глубинных частях гипабиссальных интрузий порфировая структура сменяется порфировидной и далее переходит в полнокристаллические разности (Бабайтагский, Самгарский, Кызылнуринский массивы). Коэффициент порфировидности колеблется от 0,5 до 1,5 для пород Чаткальского и Гиссарского хребтов и от 0,61 до 1,05 — Кураминской подзоны. Текстура гипабиссальных пород преимущественно массивная, порфировая, эвтакситовая, редко миароловая. Отдельность глыбовая, грубопараллелепипедальная, редко столбчатая и плитчатая.

Структура пород субвулканической фации такая же, как и гипабиссальной. Чрезвычайно разнообразна структура базисов (эмульсионная, микропойкилитовая, сферолитовая, гипокристаллическая, микрофельзитовая, стекловатая и др.). Коэффициент порфировидности уменьшается до 0,11—0,45 (Чаткальский хребет) и 0,4—0,54 (Кураминский хребет). Текстура пород преимущественно флюидальная, такситовая, нередко массивная, миароловая, преобладающая отдельность столбчатая, тонкопластинчатая, редко глыбовая.

В вулканогенных породах, кроме структуры, указанной для субвулканической фации, существенную роль играет кластическая, витрофировая, пепловая и др. Текстурные особенности пород также разнообразны. Наиболее характерны брекчиевая, флюидальная, эвтакситовая, мандельштейновая. Для подводных эффузивов отмечены базальтовая отдельность и пузыристая текстура (субфация текучих лав), для субфации куполов и трубок взрыва — преимущественно брекчиевая, эвтакситовая.

В субфациях раскаленных лавин, туфовой, околократерной и промежуточной зон доминируют пепловые и игнимбритовые типы структур с характерными линзовидными включениями — фъямме.

Для субфаций удаленных зон (ксенотуфовая) свойственны обломочные типы структур (псаммитовая, псефитовая) с незначительной примесью пеплового материала (юго-западные отроги Гиссарского и Чаткальского хребтов). Коэффициент порфировидности эффузивов (субфация текучих лав) равен 0,4—0,5.

Для пород кислого состава наряду с флюидальной текстурой отмечается флюктационная и дактилоскопическая, текстура пород основного состава преимущественно массивная и шаровая. Отдельность в игнимбритах и лавах кислого состава столбчатая.

Выше мы рассмотрели структурно-геологические критерии, которые характеризуют совокупность пород, сформировавшихся в определенных структурно-геологических условиях. Эти совокупности пород соответствуют семействам фаций. Пользуясь структурно-геологическими критериями, можно выделить семейства фаций больших, средних и малых глубин. Вулканиты могут быть разделены на наземное и подводное семейства. Однако ни один из приведенных критериев не является универсальным. Только их комплексное использование приводит к положительным результатам.

Среди этих критериев наиболее надежными являются следующие: тектоническое положение интрузий, петрогенетические процессы, фиксируемые в интрузиях. Интенсивный гибридизм характерен для интрузий средних глубин, а в условиях малых глубин этот процесс, вероятно, сменяется ликвацией. Значение ликвации для субвулканических, экструзивных и некоторых лавовых пород общепризнанно (Фаворская, 1962; Иншин и др., 1969). В условиях больших глубин преобладают гранитизация и палингенез. Что касается таких критериев, как возраст интрузий, то они нуждаются в серьезной проверке, хотя результаты корреляции возраста с глубиной являются обнадеживающими.

Глава VII

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ

Основные черты петрохимии гранитоидов УзССР описаны И. Х. Хамрабаевым (1969). Им указывалось, что магматическим породам Курамы свойственна повышенная щелочность, известковистость, первичная обогащенность железом, высокая величина коэффициента $F = \frac{Fe_2O_3}{FeO}$. Магматические комплексы Западного Узбекистана охарактеризованы как умеренно- и маложелезистые, перенасыщенные глиноземом. Известь и щелочи содержатся здесь в небольшом количестве.

Южный Узбекистан по петрохимической специфике гранитоидов близок к Кураминской подзоне, хотя по содержанию валового железа в породах отличается от него и сходен с Западным Узбекистаном.

Рассмотрим петрохимические особенности фаций гранитоидов из различных структурно-формационных зон Узбекистана.

Регион, подзона	*Окислы*	
	в повышенных концентрациях	*в пониженных концентрациях*
Чаткальская	Na_2O, CaO	SiO_2, MgO
Кураминская	K_2O, Fe_2O_3	FeO
Западный Узбекистан	MgO, SiO_2, FeO, (Al_2O_3)	MnO, TiO_2, Fe_2O_3
Южный Узбекистан	TiO_2, FeO	CaO, K_2O, Na_2O, Al_2O_3

Повышенное содержание кальция и пониженное SiO_2 в гранитоидах Чаткала является следствием ассимиляции большого объема карбонатных пород, широко распространенных в этой подзоне. Малое содержание MgO находится в соответствии с относительно низкими температурами кристаллизации гранитоидов. Кроме того, Чаткальская подзона представляется как натровая провинция гранитоидов, а Кураминская — типично калиевая (из-за относительно небольшой глубинности гранитоидов величина коэффициента окисленности железа здесь большая). Показательны также прямые корреляционные связи калия с окисным железом и обратные — с закисным.

В Западном Узбекистане кремнекислотность гранитоидов повышена, причем наблюдается обратный по сравнению с Курамой характер распределения окисного и закисного железа в породах, а также нередко повышены концентрации глинозема. Высокие температуры кристаллизации магмы обусловливают повышенные концентрации MgO в породах. Характерна обедненность гранитоидов Западного Узбеки-

стана MnO, TiO_2 и Fe_2O_3. Коэффициент окисленности железа в этих породах занижен по сравнению с другими регионами.

Гранитоиды Гиссарского хребта обогащены титаном и закисным железом и обеднены щелочами, кальцием и глиноземом.

Характер распределения и дисперсия петрогенных окислов в гранитоидах

Анализ современных материалов по распределению петрогенных элементов (и окислов) в гранитоидах выявляет существование вертикальной зональности как в пределах регионов, так и отдельных интрузивов. Установление такой зональности для гранитоидных интрузий Узбекистана позволяет количественно оценить глубину их становления и эрозионного среза, что в свою очередь определяет степень рудоносности массивов. Для решения этих вопросов использовано около 1100 силикатных анализов из 130 гранитоидных массивов различного возраста (от Pt_1 до T_1) и фациальной принадлежности (Петрография Узбекистана, кн. 2, 1964; табл. 72, 73, 74, 75).

Для каждой фациальной группы интрузий рассчитаны средневзвешенные содержания и дисперсии окислов по следующим уравнениям:

$$\overline{X} = \frac{\sum_1^m \frac{n_i K_i}{S_i^2}}{\sum_1^m \frac{n_i}{S_i^2}} \quad \text{и} \quad \overline{S}^2 = \frac{1}{\sum_1^m \frac{n_i}{S_i^2}},$$

где $\overline{X}$ — оценка среднего содержания окисла в породах одной фации; S^2 — оценка его дисперсии; 1, 2, ..., m — количество интрузивов, относящихся к данной фации глубинности; S_i^2 — оценка дисперсии для каждого интрузива; n_i — число анализов по каждому интрузиву; K_i — оценка среднего содержания окисла в интрузиве данной фациальной принадлежности.

Для эффективной оценки дисперсий (S^2) и средних значений концентрации окислов ($\overline{X}$) с учетом 5% доверительного интервала разброса ($\pm\lambda_{5\%}$) применены критерии Фишера (F), Стьюдента (θ) и Родионова. Количественные данные обработаны для выявления наличия или отсутствия линейного одномерного тренда (рис. 30, 31).

Расчет линейного тренда выявляет 2 группы окислов.

Окислы	*Граниты*	*Гранодиориты*
SiO_2	$\overline{X}=-1,0$ $S^2=-0,4$	+0,4
TiO_2	$\overline{X}=+0,2$ $S^2=-1,0$	+0,4
Al_2O_3	$\overline{X}=+1,0$ $S^2=-0,2$	—
Fe_2O_3	$\overline{X}=-1,0$ $S^2=-1,0$	—0,4
FeO	$\overline{X}=+1,0$ $S^2=+0,2$	+1,0
MgO	$\overline{X}=+0,7$ $S=+0,8$	+0,6
CaO	$\overline{X}=+0,8$ $S^2=+0,8$	—0,2
Na_2O	$\overline{X}=+0,7$ $S^2=+0,8$	+1,0
K_2O	$\overline{X}=-1,0$ $S^2=+0,8$	+0,2

Примечание. $\rho_{5\%} = \pm 0,78$.

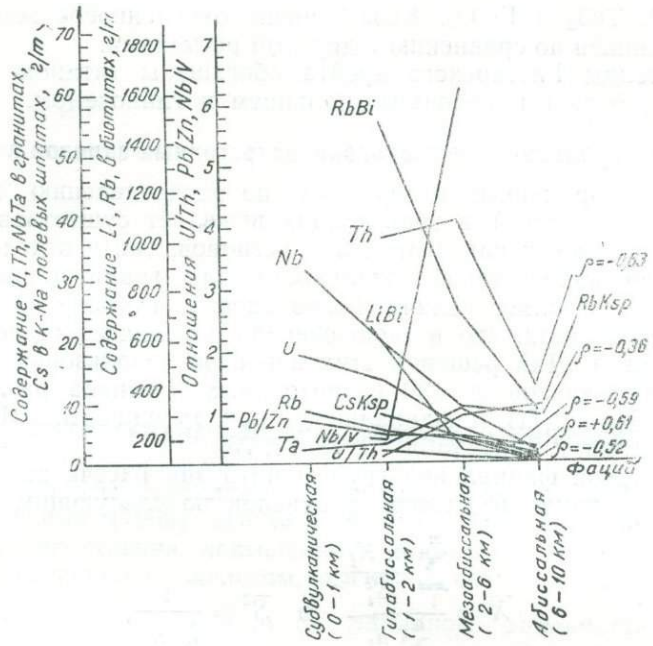


Рис. 30. Вариационная диаграмма содержаний элементов-примесей в гранитах, биотитах и K-Na полевых шпатах.

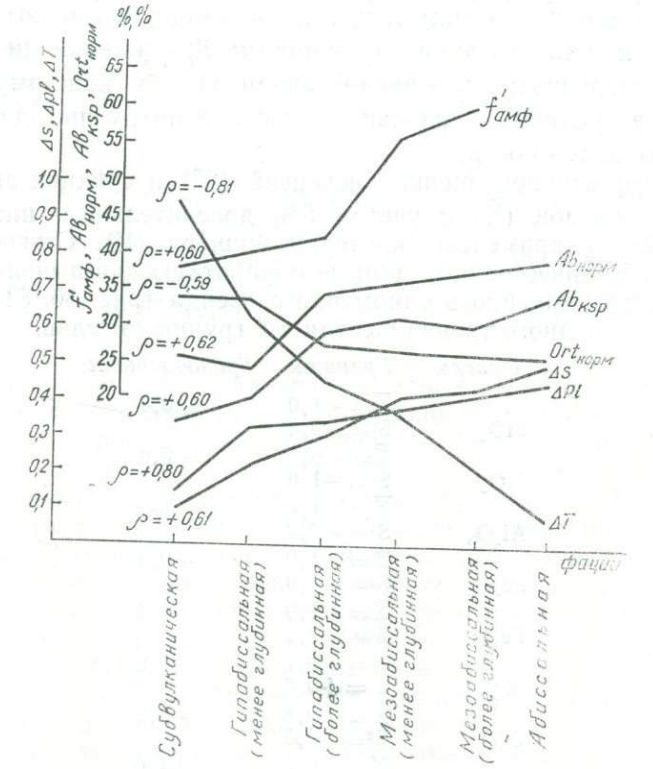


Рис. 31. Вариационные кривые и статистические параметры распределения оптической упорядоченности K-Na полевых шпатов (**ΔS**), плагиоклаза (ΔP), ΔT, Δρ, альбитового компонента в породе и K-Na полевом шпате в гранитах различных фаций Узбекистана.

Для первой группы характерен рост концентраций с глубиной, а для второй — наоборот.

В интрузиях гранитового и гранодиоритового состава, входящих в один ряд фаций глубинности, отмечается противоположное поведение окислов с глубиной, особенно SiO_2, MgO и K_2O (разный знак для

Таблица 72

Некоторые статистические параметры распределения главных окислов в породах липаритовой формации (C_1) юга Узбекистана

Фация и порода	SiO_2			Al_2O_3			Fe_2O_3			FeO	
	S^2	V	n	S^2	V	n	S^2	V	n	S^2	V
Субвулканическая, кварцевые кератофиры	1,67	0,02	23	5,9	0,19	23	0,6	0,7	23	0,06	0,21
кварцевые порфиры	0,5	0,03	32	13,9	0,3	32	0,62	0,7	32	0,21	0,58
Экструзивная, кварцевые порфиры	6,00	0,03	6	1,00	0,06	7	0,14	0,6	7	0,012	0,3
сферолит-порфиры	14,00	0,05	9	7,2	0,23	9	0,46	0,8	9	0,21	0,7
туфы	6,00	0,025	8	3,09	0,14	8	0,246	0,8	8	0,63	0,7
Эксплозивная, пепловые туфы	27,6	0,07	11	5,9	0,2	11	0,58	0,3	9	1,43	0,9
игнимбриты	4,00	0,03	11	2,16	0,13	11	0,84	1,4	9	0,37	0,4

Фация и порода	FeO	MgO			CaO			K_2O			Na_2O		
	n	S^2	V	n	S^2	V	n	S^2	V	n	S^2	V	n
Субвулканическая, кварцевые кератофиры	23	0,74	0,8	23	1,16	0,7	23	1,18	0,3	23	1,58	0,36	23
кварцевые порфиры	28	0,46	0,81	28	1,02	0,7	28	2,81	0,34	32	0,79	0,39	32
Экструзивная, кварцевые порфиры	7	0,46	0,4	7	1,98	1,01	7	0,07	0,6	7	0,88	0,4	7
сферолит-порфиры	9	2,75	0,7	9	0,36	0,3	9	3,159	0,4	9	1,2	0,7	9
туфы	8	0,423	0,5	8	0,2	0,4	7	7,05	0,6	8	1,4	0,4	8
Эксплозивная, пепловые туфы	11	0,291	0,23	11	3,03	0,8	11	3,59	0,64	11	1,54	0,66	11
игнимбриты	11	0,243	0,45	11	0,25	0,5	11	1,88	0,3	11	1,256	0,5	11

Примечание. S^2 — дисперсия содержаний, n — количество анализов, V — коэффициент вариации.

окислов в гранитах и гранодиоритах объясняется, вероятно, влиянием ассимиляционных процессов). Наиболее четко устанавливается рост количества Al_2O_3, FeO, CaO, в меньшей мере — MgO и Na_2O. В гранитах некоторое увеличение содержания Na_2O в гипабиссальных интрузиях, по-видимому, связано с процессами альбитизации.

Обратно пропорциональны глубинности концентрации SiO_2, Fe_2O_3, K_2O. Среди них K_2O характеризуется особенно тесной связью с летучими компонентами магмы и концентрируется в апикальных частях интрузий. Поведение TiO_2 в ряду фаций незакономерно. В гранодиоритах в отличие от гранитов не наблюдается направленного уменьшения

Таблица 73

Сравнительная характеристика средних содержаний петрогенных окислов в гранитоидах различного состава и глубинности на примере гранитоидов Чаткальской (I) и Кураминской (II) подзон, Западного Узбекистана (III) и Гиссара (IV)

Подзона, регион	Содержание петрогенных окислов, %									
	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
Субвулканическая фация										
Диориты										
I	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
II	58,52	0,49	15,59	2,50	2,76	—	2,60	4,10	2,98	4,31
III	54,40	1,10	14,39	0,78	7,32	0,14	6,20	6,18	2,35	2,57
IV	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Гранодиориты										
I	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
II	63,40	0,37	—	2,29	2,00		2,23	3,05	3,04	4,01
III	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
IV	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Граниты										
I	74,44	0,01	—	1,03	0,43	—	0,63	2,54	2,95	2,38
II	74,58	0,16	12,91	0,82	0,97	0,05	0,75	1,39	3,26	4,77
III	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
IV	73,90	0,03	13,17	0,90	1,50	0,02	0,50	0,80	2,20	5,30
Гипабиссальная фация										
Диориты										
I	55,93	0,76	—	3,53	4,06	—	3,71	5,90	3,74	3,18
II	56,68	0,82	16,08	4,01	4,88	0,14	3,00	6,21	4,03	3,06
III	57,07	0,57	14,39	0,87	7,32	0,14	6,20	6,15	2,57	3,35
IV	54,27	1,45	15,32	0,23	9,23	0,16	4,20	3,17	2,75	1,79
Гранодиориты										
I	65,51	0,37	—	0,92	2,58	—	1,47	3,42	3,53	3,93
II	64,98	0,52	15,66	1,52	2,47	0,10	1,66	3,22	3,43	3,99
III	71,32	0,29	14,29	0,8	1,98	—	0,47	1,69	3,18	4,98
IV	67,36	0,43	15,16	0,42	2,72	0,05	1,13	2,72	2,64	3,85
Граниты										
I	73,15	0,26	12,50	1,63	1,16	—	0,45	1,78	3,32	4,38
II	72,14	0,28	13,16	0,94	1,36	0,05	0,64	1,57	4,04	3,99
III	74,80	0,09	13,08	0,56	1,32	—	0,15	0,69	3,31	5,34
IV	72,30	0,35	11,16	0,65	2,66	0,07	1,45	1,20	4,42	2,83
Аляскиты										
I	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
II	76,88	0,15	12,50	0,39	0,98	0,03	0,37	0,54	2,82	4,30
III	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
IV	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Подзона, регион	Содержание петрогенных окислов, %									
	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
Мезоабиссальная фация										
Диориты										
I	51,31	0,59	17,53	3,27	5,40	0,16	4,46	6,75	3,79	2,42
II	58,84	0,58	17,05	3,36	3,65	0,13	3,11	5,36	3,04	2,41
III	60,62	0,56	16,43	2,23	4,53	0,07	3,78	5,78	3,05	2,23
IV	57,02	1,05	17,73	1,47	6,22	0,16	3,83	6,79	2,82	2,66
Гранодиориты										
I	64,58	0,42	15,83	1,44	2,77	0,08	1,97	3,82	3,28	4,02
II	64,64	0,45	16,36	1,91	2,26	0,11	2,16	3,12	2,88	3,43
III	66,89	0,46	15,40	1,27	2,66	0,03	1,50	3,37	3,51	3,63
IV	68,00	0,87	14,30	4,15	2,05	0,03	1,50	3,45	3,68	1,76
Граниты										
I	72,95	0,21	13,23	0,84	1,31	0,04	0,54	1,78	4,27	3,74
II	71,77	0,22	13,99	1,99	0,75	0,02	1,39	1,74	2,64	2,92
III	71,51	0,19	14,60	0,99	1,29	0,03	0,71	1,92	3,66	4,11
IV	71,74	0,26	13,73	0,55	2,02	0,03	0,90	2,04	3,23	4,26
Аляскиты										
I	74,33	0,18	13,26	0,58	0,33	—	0,43	0,31	3,70	5,06
II	73,54	0,12	14,72	0,80	1,78	0,07	0,72	1,43	3,26	4,79
III	74,17	0,16	14,05	0,66	0,76	0,02	0,68	1,47	3,65	3,82
IV	74,43	0,16	12,08	0,35	1,76	0,03	0,32	1,13	3,34	4,70
Абиссальная фация										
Гранодиориты										
I	65,73	0,56	—	1,45	2,93	—	1,39	2,71	3,58	4,04
IV	65,80	0,30	14,25	0,63	2,98	0,08	1,73	3,12	3,44	3,81
Граниты										
I	72,00	0,19	—	0,47	1,26	—	0,48	1,38	4,26	4,04
IV	73,13	0,20	14,31	0,30	1,37	0,03	0,73	1,43	3,45	4,21

содержания большинства окислов по вертикали. Значимо увеличиваются с глубиной лишь концентрации FeO и Na_2O. Под градиентом окисла в гранитоидах, согласно Н. А. Амшинскому (1969), понимается изменение его содержания на 1 *км* по вертикали. Для FeO этот коэффициент равен +0,024%/*км* (+1,64 отн.%), K_2O — 0,144 (—3,76 отн.%), SiO_2 — 3,31 (—4,5 отн.%) — для семейства фаций малых глубин и —0,137 (—0,19 отн.%) — для гранитоидов средних и больших глубин, Fe_2O_3 — 0,111 (—12,33 отн.%), CaO+0,197 (+12,31 отн.%) малые и средние глубины. Для остальных петрогенных окислов изменение с глубиной носит нелинейный характер.

Таким образом, петрогенные окислы по возрастанию их подвижности (независимо от знака градиента) можно расположить в следующий ряд: $SiO_2\uparrow$ (большие и средние глубины) — $FeO\downarrow$ — $K_2O\uparrow$ $SiO_2\uparrow$ (малые глубины) — ($CaO\downarrow$, $Fe_2O_3\uparrow$).

Таблица 74

Статистические параметры распределения некоторых петрогенных окислов в гранодиоритах различной фациальной принадлежности

Фация	Окислы	$\overline{X}$, %	$\pm\lambda\overline{X}$, %	S^2
Субвулканическая	SiO_2	63,40	—	—
	TiO_2	0,37	—	—
	Al_2O_3		—	—
	Fe_2O_3	2,29	—	—
	FeO	2,00	—	—
	MgO	2,23	—	—
	CaO	3,06	—	—
	Na_2O	3,04	—	—
	K_2O	4,01	—	—
Гипабиссальная	SiO_2	65,73	1,41	7,33
	TiO_2	0,48	0,208	0,15
	Al_2O_3	15,51	0,54	1,08
	Fe_2O_3	1,15	0,505	0,94
	FeO	2,55	0,442	0,73
	MgO	1,49	0,302	0,339
	CaO	3,17	0,541	1,09
	Na_2O	3,23	0,48	0,85
	K_2O	3,94	0,208	0,15
Мезоабиссальная	SiO_2	65,52	2,21	6,50
	TiO_2	0,46	0,024	0,01
	Al_2O_3	15,75	—	—
	Fe_2O_3	1,57	0,32	0,80
	FeO	2,59	0,36	1,14
	MgO	1,83	0,35	1,09
	CaO	3,49	0,34	1,03
	Na_2O	3,29	0,39	1,32
	K_2O	3,68	0,102	0,09
Абиссальная	SiO_2	65,73	—	36—16
	TiO_2	0,56	—	0,02—0,22
	Al_2O_3	—	—	1—4,3
	Fe_2O_3	1,45	—	0,35—2,7
	FeO	2,93	—	0,5—2,1
	MgO	1,39	—	0,3—5,3
	CaO	2,71	—	1,2—3,4
	Na_2O	3,58	—	0,4—0,8
	K_2O	5,04	—	1,2—1,9

Зависимости подвижности петрогенных окислов от параметров, характеризующих ионы (радиус ионов, валентность, атомный вес, потенциал ионизации, электроотрицательность, удельный вес ионов и др.) в приведенном ряду не отмечается. Нет связи между подвижностью петрогенных окислов и рядом подвижности компонентов в метасоматических процессах (Коржинский, 1962). Это позволяет предполагать, что геохимическая подвижность петрогенных элементов обусловлена свойствами не их ионов, а соединений, в форме которых происходит миграция в магматическом процессе. Миграционные свойства обусловливают-

ся в данном случае, вероятно, связями с кислородом, галоидами, щелочами, углекислотой и различными комплексными соединениями. Немаловажную роль в подвижности и активности элементов и их соединений играют экстенсивные параметры, в частности, температура и давление.

Таблица 75

Статистические параметры распределения некоторых петрогенных окислов в гранитах различной фациальной принадлежности

Фация	Окислы	m	$\overline{X}$, %	$\pm\lambda\overline{X}_{5\%}$	$\overline{S^2}$	F	θ
Субвулканическая	SiO_2	21	74,42	0,62	2,0	—	—
	TiO_2		0,09	0,06	0,2	—	—
	Al_2O_3		12,28	1,58	13,0	—	—
	Fe_2O_3		1,20	0,39	0,62	—	—
	FeO		0,99	0,06	0,21	—	—
	MgO		0,	0,30	0,46	—	—
	CaO		1,40	0,44	1,02	—	—
	Na_2O		2,56	0,55	1,58	—	—
	K_2O		4,44	0,74	2,81	—	—
Гипабиссальная	SiO_2	11	72,52	1,18	4,10	2,05	2,78
	TiO_2		0,28	0,023	0,16	1,25	1,20
	Al_2O_3		12,85	0,176	0,09	1,44	2,37
	Fe_2O_3		1,16	0,435	0,56	1,09	0,14
	FeO		1,41	0,405	0,48	2,28	1,92
	MgO		0,64	0,364	0,386	1,19	0,43
	CaO		1,62	0,386	0,44	3,52	
	Na_2O_3		3,72	0,564	0,92	1,72	7,48
	K_2O		4,03	0,452	0,60	4,67	
Мезоабиссальная	SiO_2	36	72,06	0,533	2,70	1,52	0,696
	TiO_2		0,22	0,097	0,09	1,77	0,43
	Al_2O_3		14,08	0,715	0,47	5,22	
	Fe_2O_3		0,91	0,052	0,26	2,16	1,04
	FeO		1,45	0,067	0,46	1,04	0,17
	MgO		0,76	0,071	0,50	1,295	0,55
	CaO		1,91	0,075	0,52	1,18	1,21
	Na_2O		3,45	0,049	0,24	3,84	
	K_2O		4,01	0,081	0,61	1,02	0,07
Абиссальная	SiO_2	7	72,65	1,03	2,0	1,35	0,98
	TiO_2		0,19	0,11	0,023	3,91	
	Al_2O_3		14,31	1,11	2,40	5,10	
	Fe_2O_3		0,37	0,369	0,25	1,04	2,64
	FeO		1,55	0,88	1,435	3,12	
	MgO		0,62	0,62	0,71	1,42	0,44
	CaO		1,12	0,236	0,10	5,20	
	Na_2O		3,80	0,575	0,615	2,57	
	K_2O		3,14	0,236	0,106	5,76	

При рассмотрении изменения дисперсии петрогенных окислов в гранитах и гранодиоритах мезоабиссальной и гипабиссальной фаций установлено, что в гранодиоритах наблюдается увеличение S^2 для SiO_2, Fe_2O_3, FeO, MgO и CaO в 2—3 раза, что можно объяснить явлениями ассимиляции. Вследствие существенной роли процессов ассимиляции в формировании пород гранодиоритового и диоритового состава, пользоваться данным распределения в них петрогенных окислов для корреляции интрузий по глубинности не представляется возможным.

Дисперсии почти всех петрогенных окислов (CaO, Fe_2O_3, TiO_2, Na_2O, K_2O) в гранитах закономерно и значимо уменьшаются от гипабиссальных интрузий к абиссальным. Исключение составляет поведение MgO ($\rho = +0{,}8$), что можно объяснить гомогенностью исходных расплавов в абиссальных условиях, спокойной обстановкой их кристаллизации, низкими температурными градиентами с завершенным ходом процессов кристаллизационной дифференциации. Высокие дисперсии петрогенных окислов в интрузиях малых глубин обусловлены ростом степени контаминированности исходных расплавов, развитием процессов эманационной дифференциации, дегазации, а также большой скоростью кристаллизации (высоким температурным градиентом). Направленность изменения знаков дисперсии и среднего арифметического содержания окислов в гранитах часто не совпадает. Следовательно, величина дисперсии ряда петрогенных окислов также может служить указателем фациальной принадлежности интрузии.

Показательно, что значимые различия в дисперсиях концентраций ($F > F_{5\%}$) и содержаниях ($\theta > \theta_{5\%}$) окислов фиксируются одинаково часто между всеми фациями гранитоидов, однако перегиб графиков для SiO_2, CaO, Na_2O и TiO_2 чаще всего приходится на глубину 2—4 *км*. Именно в этом интервале изменяется характер подвижности окислов, скачкообразно меняются физико-механические свойства пород, P—T условия, определяющие петро-геохимические особенности компонентов. Интервал глубин 2—3 *км* принимается для разделения семейств фаций малых глубин, с одной стороны, и средних — больших, с другой.

Вертикальная петрохимическая зональность в распределении породообразующих окислов в гранитоидах может быть обусловлена диффузионными потоками, конвекцией, газовым переносом, перемещением вещества в кристаллическом состоянии и т. д. Свидетельством как эманационной (В. С. Коптев-Дворников), так и гравитационной дифференциацией в магме является более кислый состав интрузивных комагматов эффузивов в вулкано-интрузивных комплексах (Кузнецов, 1964) и обедненность CaO, FeO, MgO. Примером этому могут служить петрохимические особенности пермской и пермо-триасовой формаций Кураминской подзоны (Айзенштат, 1969; Далимов, 1968).

«Восходящие» («нисходящие») элементы накапливаются в верхних (нижних) частях не только магматической колонны, но и в земной коре в целом, что отмечено еще В. И. Вернадским, А. Е. Ферсманом.

Данные по зональному распределению элементов в гранитоидах Узбекистана согласуются с выводами ряда исследователей по Сибири (Салаирский кряж, Восточные и Западные Саяны) и Алтаю.

Выдержанный характер изменчивости содержания петрогенных компонентов — надежный критерий для установления глубинности тех или иных пород гранитоидного ряда.

Коэффициент окисленности железа (F) и фациальности ($K_ф$). Эти коэффициенты имеют немаловажное значение при установлении глубинности, в частности, для определения давления кислорода в системе и т. д. О петрогенетическом значении отношения Fe_2O_3/FeO в литературе писалось много (Р. Дэли, А. Г. Бетехтин, Д. С. Коржинский, Д. С. Штейнберг, Ю. С. Куцев, И. С. Щукин, К. Б. Нифонтов, Г. Б. Хрусталева и др.). Применительно к основным породам этот коэффициент рассмотрен в работах А. В. Кутолина (1970). По данным этих исследователей, отношение Fe_2O_3/FeO может служить для фациального расчленения гранитоидных образований. Однако, по мнению В. Н. Бондаренко (1969), В. В. Груза (1968) и др., отношению окисного и

закисного железа нельзя придавать петрогенетическое значение, поскольку оно нарушается более поздними наложенными процессами.

А. В. Кутолин (1970) полагает, что степень окисления железа в значительной мере определяется не фациальностью породы, а ее формационной принадлежностью (применительно к основным породам). Г. Б. Борисова (1964) показала, что коэффициент окисленности железа в покровах базальтов выше, чем в связанных с ними экструзивных телах, что объясняется более медленным остыванием экструзивных ку-

Таблица 76

Величины парной корреляции между Fe_2O_3 и FeO, Fe_2O_3 и MgO

Порода и состав	Число анализов	Fe_2O_3—FeO	Fe_2O_3—MgO	Автор
		выборочные корреляции	коэффициенты	
Гранодиориты Чаткальского батолита (C_2)	40	—0,361	0,21	Ф. А. Усманова, С. Выкрест, 1966, r_{min}=0,49
Гранодиорит-порфировый комплекс Чаткальского хребта (пермский)	40	0,651	0,326	То же
Диабазовые дайки Чаткальского хребта (T_1)	40	0,309	0,20	»
Гранодиориты Пскем-Угамского района (C_2)	40	0,209	0,536	»
Граниты Арашанского интрузива (P?)	40	—0,065	0,569	»
Гранодиориты куюндинского типа Кураминского хребта (P_1)	64	0,18	0,02	То же, r_{min}=0,42
Малые интрузии гранитоидного состава Кураминского хребта (P_1—P_2)	115	0,16	0,26	В. И. Айзенштат, 1967, r_{min}=0,32
Среднеуруклинский массив гранитов (до Cm)	25	0,25		В. Е. Головин, 1967, r_{min}=0,55

полов. Интересные данные приведены В. И. Влодавцем при описании лав современных вулканов среднего состава. По его мнению, решающая роль в окислении железа принадлежит сере, которая регулирует интенсивность и скорость проявления реакции окисления. Таким образом, вопрос о коэффициенте окисленности железа является сложным и требует проведения специальных исследований.

Имеющийся в нашем распоряжении материал показывает, что от интрузий абиссальной фации к приповерхностным образованиям коэффициент окисленности железа увеличивается. Это проверено на диоритах, гранодиоритах и гранитах большинства массивов Узбекистана.

	$F = Fe_2O_3/FeO$		
Фация	*диориты*	*гранодиориты*	*граниты*
Субвулканическая	1,28	1,1 —1,00	1,75—2,00
Гипабиссальная	0,76	0,98—0,90	0,54—1,81
Мезоабиссальная	0,58—0,51	0,63—0,44	0,56—0,7
Абиссальная	—	—	0,23

Изучение статистических параметров распределения коэффициента показывает, что величина этого отношения изменяется значимо и по количеству и по дисперсии (S^2). Интересно поведение коэффициента окисленности в кислых вулканитах. В наиболее общем случае под-

тверждается точка зрения Ю. С. Куцева и др. о том, что этот коэффициент повышается от субвулканических тел к лавовым и пирокластическим образованиям — 0,4—0,6 до 1,5—1,8 (средние). Но этот вывод справедлив для пород, относительно незатронутых процессами вторичных изменений. Как правило, процессы окварцевания, хлоритизации, метаморфизма резко нарушают это отношение (например, липаритовая формация Юго-Западного Гиссара). В отличие от краснокаменных вулканитов, где коэффициент окисленности железа увеличивается от субвулканической фации к игнимбритам, в зеленокаменных образованиях, видимо, все железо при хлоритизации переходит в закисную форму (отношение $Fe_2O_3 : FeO$ в хлорите равно 1 : 8, рис. 32).

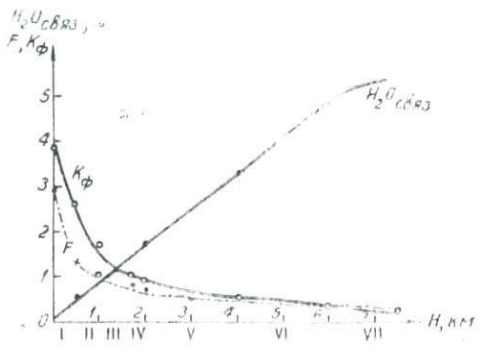


Рис. 32. График зависимости содержания связанной воды, коэффициента окисленности железа и коэффициента фациальности от фациальности (глубины становления) гранитоидов Узбекистана.

I—вулканический комплекс фаций; *II*—субвулканическая фация (P=300—250 *атм*); *III*—гипабиссальная фация (менее глубинная субфация, P=350—400 *атм*); *IV*—гипабиссальная фация (более глубинная субфация, P=400—500 *атм*); *V*—мезоабиссальная фация (менее глубинная субфация, P=500—1000 *атм*); *VI*—мезоабиссальная фация (более глубинная субфация, P=1000—1800 *атм*); *VII*—абиссальная фация (P=1800—2500 *атм*).

Достоверность использования коэффициентов окисленности железа подтверждается величинами парной корреляции между Fe_2O_3 и FeO, Fe_2O_3 и MgO (табл. 76).

Наряду с коэффициентом окисленности железа для оценки относительной глубинности гранитоидных тел существует еще один коэффициент — $K_ф = \frac{Fe_2O_3}{MgO}$, введенный в литературу А. М. Гинатуллиным. Поведение его в магматических породах во многом аналогично коэффициенту окисленности железа.

$$k_ф = \frac{Fe_2O_3}{MgO}$$

Фация	*диориты*	*гранодиориты*	*граниты*
Абиссальная	0,67	0,47	0,64
Мезоабиссальная	0,51	0,71	1,2
Гипабиссальная	1,29	1,06—0,95	1,65
Субвулканическая	1,4	—	2,50

Характер распределения и дисперсия элементов-примесей в гранитоидах

Геохимическая история редких элементов в процессах кристаллизации и дифференциации гранитной магмы зависит от размеров интрузивных тел, глубины их формирования, состава магматического расплава и других факторов (Таусон, 1968; Хамрабаев, 1969). Выявление закономерностей в распределении отдельных элементов может помочь в решении многих петрогенетических проблем.

Использование результатов по распределению некоторых редких элементов в магматических образованиях (гранитоиды) республики при решении вопросов фациальности является довольно трудной задачей, поскольку каждый интрузивный массив обладает специфическими гео-

Таблица 77

Характер распределения элементов-примесей в гранитах и гранодиоритах различной фациальной принадлежности УзССР

Элементы	m	$\bar{X}$, г/т	$\pm\lambda_{5\%}$	$S^2_{норм}$	$S^2_{логн}$	F	Θ
Граниты							
Субвулканическая фация							
Li	3	17,2	1,17	—	0,01	—	—
Rb	3	403	165	20450	0,27	—	—
Cs	2	9,6	4,38	201	0,237	—	—
Pb	1	174	13,33	—	0,67	—	—
Zn	1	118	2,06	—	0,02	—	—
U	2	8,17	—	—	—	—	—
Th	2	37,5	—	—	—	—	—
Nb	2	23	—	—	—	—	—
Ta	2	2,8	—	—	—	—	—
Гипабиссальная фация							
Li	1	17,1	2,12	36,7	0,04	—	0,154
Rb	4	264	22,26	496	—	41,23	
Cs	2	2,7	2,32	2,68	0,03	75	
Pb	5	249	10,10	129	0,48	—	0,07
Zn	4	30,3	4,22	1279	0,42	—	0,39
U	1	12,8	8,94	—	0,42	—	—
Th	1	35	—	—	—	—	—
Nb	4	17,1	8,05	65	0,17	—	—
Ta	3	2,7	4,08	—	0,29	—	—
Мезоабиссальная фация							
Li	22	34,5	8,12	362	0,07	9,87	2,4
Rb	21	182,5	25,88	3513	0,06	7,09	
Cs	19	13,7	2,10	21	0,11	7,84	7,05
Pb	15	89,5	3,14	37	0,2	3,49	
Zn	15	93,1	12,88	617	0,53	2,08	3,3
U	12	3,4	5,34	3,63	0,07	—	1,48
Th	9	43,1	5,40	68	0,1	—	—
Nb	16	30,4	3,16	39,8	0,28	1,634	2,62
Ta	14	6.7	2,88	—	0,34	—	1,33
Абиссальная фация							
Li	2	26,0	4,28	1100	0,22	5,04	0,37
Rb	2	102,5	28,4	400	—	8,78	4,17
Cs	2	2,1	84	4	—	5,25	6,59
Pb	2	29,0	16,16	130	—	3,31	7,37
Zn	2	66,0	22,40	250	—	2,48	2,09
U	2	0,67	3,48	6	—	1,65	1,50
Th	2	8,2	20,0	200	—	2,94	0,72
Nb	2	8,0	5,2	13,4	—	2,98	7,39
Ta	2	0,75	—	—	0,45	—	0,60
Гранодиориты							
Гипабиссальная фация							
Li	6	17,9	2,82	—	0,13		
Rb	6	12,3	2,52	9	0,064		
Cs	5	3,7	3,90	—	0,43		
Pb	7	24,5	7,00	86	0,33	6,4	
Zn	7	5,6	18,92	670	—	3,08	
U	5	2,14	—	—	—		
Th	3	133					
Nb	6	16	8,74	21,27	0,225		
Ta	6	2,7	3,40	—	0,33	—	—

Элементы	m	$\overline{X}$, г/т	$\pm\lambda_{5\%}$	$S^2_{норм}$	$S^2_{логн}$	F	Θ
			Мезоабиссальная фация				
Li	16	37,5	5,92	140	0,82	—	4,31
Rb	17	168,4	32,7	4542	—	—	?
Cs	15	13,2	2,30	—	0,05	—	0,38
Pb	10	88,5	3,84	37	0,47	2,32	16,4
Zn	10	99,3	17,22	740	0,33	1,18	3,38
U	5	2,1	—	—	—	—	—
Th	5	28,2	—	—	—	—	—
Nb	15	28,7	—	30,0	—	3,80	
Ta	13	9,5	2,84	2,89	—	—	

химическими чертами, обусловленными средой, в которой он формируется, региональными геохимическими особенностями самой внедряющейся магмы и др. В настоящем разделе мы ограничимся рассмотрением дан-

Таблица 78

Некоторые статистические параметры распределения малых элементов в гранитах Узбекистана

Элементы	Ранговый коэффициент Ц. Спирмена			
	граниты			гранодиориты
	$\rho\,\overline{X}$	$\rho S^2_{норм}$	$\rho S^2_{логн}$	$\rho\,\overline{X}$
Li	+0,8	+1,0	+1,0	—
Rb	—1,0	—0,8	—0,5	—
Cs	—0,6	+0,4	—0,5	—
Pb	—0,5	+0,5	—1,0	+0,5
Zn	—0,4	—1,0	+1,0	+1,0
U	—0,9	—	—	—
Th	—0,4	—	—	—
Nb	—0,4	—1,0	—	—
Ta	—0,4	—		

Примечание. $\rho_{5\%} = 0{,}78$

ных по распределению наиболее чувствительных к изменению фациальных условий элементов, в частности, лития, рубидия, цезия, свинца, цинка, урана, тория, ниобия и тантала (табл. 77).

Параметры распределения рассчитаны по вышеописанным формулам для 4500 анализов перечисленных элементов из 98 гранитоидных интрузивов УзССР.

Расчет линейного одномерного тренда (табл. 78) позволил выявить две группы элементов-примесей: восходящую и нисходящую.

Направленный характер изменений с глубиной свойствен Li (концентрации растут с глубиной), Rb, U (наибольшие содержания в породах приповерхностных фаций). Судить о фациальной принадлежности пород на основании изменчивости концентраций Pb, Zn, Th, Nb и Ta в гранитоидах УзССР пока не представляется возможным. При фациальном подразделении интрузий пригодны данные по дисперсии: для $S^2_{норм}$ — — Li, Pb, Zn, Nb, $S^2_{логн}$ — Li, Pb, Zn. Направление изменчивости $\overline{X}$ и

S^2 для таких элементов, как Li, Rb, Nb, совпадает. Величины $\overline{X}$ и $S^2_{норм}$ одинаковы только для Zn, а $\overline{X}$ и $S^2_{логн}$ — Cs и Pb. Концентрация Rb и U в апикальных частях интрузий и породах семейства фаций малых глубин может быть объяснена тесной связью этих элементов с летучими компонентами магмы.

Рассмотрение изменения дисперсии элементов-примесей позволяет установить, что величина $S^2_{норм}$, как правило, убывает в ряду гранит—гранодиорит—кварцевый диорит.

Уменьшение величины $S^2_{норм}$ с глубиной отчетливо фиксируется лишь для Zn и Nb, а увеличение — для Li. Высокие дисперсии Pb, Zn, Nb, Cs в приповерхностных интрузиях указывают на тенденцию их к концентрации в этих условиях. Также, как и для петрогенных окислов, перегиб графиков для Li, Zn, Nb и Th приходится на интервал 2—3 *км*. Среди элементов восходящей миграции с наиболее ярко выраженной направленностью изменений концентраций с глубиной максимальной мобильностью обладают уран (градиент $-1{,}89\ \frac{г/т}{км}$ или 37,8 отн.%), свинец $\left(-33{,}8\ \frac{г/т}{км}\right.$, или $\left.-28{,}2$ отн. %$\right)$ и рубидий $\left(-26{,}2\ \frac{г/т}{км}\right.$, или 13,79 отн., %$\left.\right)$.

Неодинаковое распределение ряда элементов-примесей в гранитоидах различной глубинности Центрального Тянь-Шаня и Забайкалья впервые подмечено Л. В. Таусоном. В абиссальных батолитах (глубина становления 8—10 *км*), формирующихся в относительно спокойной тектонической обстановке, большие объемы магматических масс обусловливают низкие значения дисперсии элементов, распределение которых регулируется здесь главным образом процессами кристаллизационной дифференциации. Спокойная обстановка кристаллизации Сусамырского батолита определяет ведущую роль процессов кристаллохимического рассеяния. Мезоабиссальные батолиты (Верхнеундинский, Джидинский) Забайкалья, стабилизация которых протекала на глубине 4—6 *км*, характеризуются более высокой дисперсией концентрации элементов-примесей. В данном случае, меньшая стабильность условий кристаллизации в сочетании с активным процессом дегазации интрузий стимулирует миграцию летучих компонентов и связанных с ними редких элементов в верхние части магматической камеры.

Геохимическая история редких элементов в гипабиссальных комплексах Забайкалья (Шахтаминский, Амуджиканский, Кукульбейский массивы) определяется в первую очередь характером петрогенетических процессов, относительно небольшими размерами интрузивных тел и содержанием летучих в магме. Процессы контаминации приводят к увеличению концентрации и росту дисперсии целого ряда элементов. В тех интрузиях, где содержание летучих низкое, процессы кристаллизационной дифференциации угнетены. В богатых летучими гипабиссальных магмах благодаря большому градиенту флюидных фаз широко развиты процессы газового переноса летучих соединений ряда редких элементов в верхние части магматических камер.

Широко проявлены также процессы дегазации интрузии и связанная с ними миграция редких элементов. С другой стороны, в бедных летучими гипабиссальных интрузиях дисперсии концентрации элементов незначительны и увеличиваются иногда за счет процесса контаминации.

Имеющиеся данные (табл. 79, 80) позволяют использовать для фациального подразделения гранитоидов элементы с устойчивым харак-

тером изменчивости содержаний и их дисперсий: рубидий, уран, торий, молибден и ниобий. Одновременно с ростом концентраций ($\overline{X}$) этих элементов от глубинных к приповерхностным гранитоидам увеличиваются и величины дисперсий (S^2). Обратный характер поведения $\overline{X}$ и S^2 для тория нуждается в дополнительной проверке. Численные значения величины дисперсии концентраций урана в гранитоидах не информативны.

Таблица 79

Распределение элементов-примесей в гранитоидах Центрального Тянь-Шаня и Забайкалья, по Л. В. Таусону (1966)

Элементы-примеси	Абиссальная фация		Мезоабиссальная фация		Гипабиссальная фация			
					бедные летучими		богатые летучими	
	$\overline{X}$, г/т	S^2	$\overline{X}$, г/т	S^2	$\overline{X}$, г/т	S^2	$\overline{X}$, г/т	S^2
Li	32	180	35—42	260—295	32—66	71—357	84	571
Rb	170	1060	130—140	1234—2460	150—190	211—2123	350	3546
Be	—	—	1,9	0,64	3,0	0,28	6,6	4,75
Pb	25	24	11—19	30—54	25—32	21—68	30	116
Zn	56	206	55—95	420—484	39—41	150—162	57	629
Sn	—	—	4,6	1,25	2,4—4,3	0,41—16	6,3	6,83
U	3,4	2,15	3,2	5,91	—	—	—	—
Mo	0,6	0,10	1—1,6	1,1—1,89	—	—	—	—
F	—	—	—	—	0,08—0,14	—	0,3	—

Поведение редких элементов при формировании гранитоидов (особенно глубинных фаций) в значительной мере определяется процессом кристаллизационной дифференциации. В распределении элементов, кроме фактора глубинности, определяющую роль играет кристаллохими-

Таблица 80

Распределение элементов-примесей в гранитах Алтая (по Амшинскому, 1969)

Элементы-примеси	Субвулканическая фация		Гипабиссальная фация		Мезоабиссальная фация		Абиссальная фация	
	$\overline{X}$, г/т	S^2	$\overline{X}$, г/т	S^2	$\overline{X}$, г/т	S^2	$\overline{X}$, г/т	S^2
Li	—	—	28	100	64	2300	30	530
Rb	—	—	365	3400	200	5500	120	7100
Cs	—	—	8	230	10	76	8	87
Be	1,9	13	7	18	4,4	24	9,9	60
Pb	32	420	30	230	39	500	30	390
Sn	11	76	9	99	9,2	63	6,8	59
U	10	49	15	160	4	4,7	5	4,8
Th	—	—	25	130	19	270	15	280
Mo	2,2	3	2	5,8	1,5	1,4	1,3	1,1
Nb	60	40	67	6300	30	500	20	85

ческое родство Rb, Tl, Cs, Ba и Pb с калием, а Li, Zn, Cr, Co, Ni с магнием и двухвалентным железом. Олово, молибден и ванадий геохимически тесно связаны с титаном.

Кроме кристаллохимических особенностей минералов и последовательности их выделения из расплава, существенное влияние на поведение примесей оказывает температура кристаллизации. Это под-

тверждается различным характером распределения элементов в разновременных генерациях породообразующих минералов. В частности, Ba, Sr и Pb находятся в меньших концентрациях в поздних генерациях калинатрового полевого шпата, а Rb, Cs, Tl и Be, наоборот, обогащают их, накапливаясь в процессе магматической дифференциации. Существенную роль при этом играет температура кристаллизации.

Отношение $\frac{Y}{Yb}$ увеличивается, а $\frac{Ni}{Co}$ уменьшается с ростом глубины формирования гранитоидов (Хитрунов, 1969). Коэффициент распределения свинца между калишпатом и плагиоклазом также увеличивается с ростом глубины формирования гранитоидов, а коэффициент распределения цинка и олова между магнетитом и биотитом уменьшается в этом направлении. К сожалению, мы не можем проверить вышеуказанные закономерности на примере гранитоидных формаций Узбекистана ввиду недостаточного объема аналитического материала.

Возможности изоморфного замещения акцессорных элементов в зависимости от давления рассмотрены в работах В. В. Щербины (1965, 1967), В. С. Соболева (1965) и др. С точки зрения этих исследователей, под влиянием высокого давления ионы бо́льшего размера замещаются ионами меньшего размера (изовалентный изоморфизм). Для петрогенных элементов, по В. В. Щербине (1967), отмечается следующий ряд замещений: $Ca^{2+} \rightarrow Mn^{2+} \rightarrow Fe^{2+} \rightarrow Mg^{2+} \rightarrow Fe^{3+} \rightarrow Al^{3+}$. Глубинным породам не свойственны повышенные концентрации Cs, Rb, Tr, Nb, Ta. Кальциевые породообразующие минералы, следуя этому принципу, должны быть обогащены Sr.

В. С. Соболев считает также, что изменение давления очень мало влияет на пределы растворимости при изоморфизме, особенно в том случае, если оба конечных члена изоморфного ряда изоструктурны.

По данным распределения Li, Rb, Sr, Pb в гранитах плутонической и вулканической ассоциаций Урала (Ферштатер, Бородина, Троянова, 1969) выявляется следующая изменчивость в содержании этих элементов с глубиной.

Элементы	*Ассоциация*	
	глубинных гранитов (*г*/*т*)	*вулканических гранитов* (*г*/*т*)
Li	20--21	5—12
Rb	60—400	40—90 до 1000
Sr	102—420	20—111
Pb	33—41	6—13

В пределах отдельных интрузий и комплексов других регионов СССР (Северный Кавказ, Гиссарский батолит, Калбинский комплекс Алтая, Сусамырский батолит, Соктуйский массив в Забайкалье, Шахтаминский комплекс, Каракамысский массив в Центральном Казахстане и др.) направленный характер изменения концентраций указанных элементов с глубиной отсутствует. Это позволило вышеназванным авторам считать, что отмеченные элементы-примеси в гранитоидах, за исключением уральских, не являются индикаторами фациальной принадлежности. Однако на примере хорошо обнаженных интрузий Памира, в частности Лянгарского массива (I_3—Cr_1), где амплитуда вертикального среза достигает 2,5—3 *км*, подтверждаются установленные нами закономерности (Хасанов, 1970).

Рассмотрим основные закономерности поведения Rb, Li, Cs в породах различных фаций Узбекистана.

Рубидий. В гранитоидах содержание его значительно колеблется и зависит от принадлежности к определенным фазам интрузий, глубинности и концентрации K_2O. В породах ранних фаз независимо от места и района количество рубидия всегда в 2—3 раза меньше, чем в породах поздних фаз. В интрузивах мезоабиссальной фации (Актауский, Кетменчинский, Лолабулакский интрузивы) содержание этого элемента в несколько раз больше (200 *г/т*, по данным П. Т. Азимова, Н. Джамалетдинова), чем в интрузиях меньшей глубинности, и не превышает 180 *г/т*. Интересные результаты получены по распределению рубидия в магматических породах Юго-Западного Чаткала (Далимов, Урунбаев, Шарипов, 1965—1967). В гранитоидах мезоабиссальной фации (менее глубинная субфация — Акчинский, Шавасский и другие массивы) содержание рубидия колеблется от 99 до 221 *г/т*, при этом в породах среднекарбонового возраста — от 130 до 250 *г/т* (максимум содержания приходится на аляскиты Акча-Шавасского и Башкызылсайского массивов). В субвулканических и гипабиссальных образованиях этого региона среднее содержание рубидия увеличивается до 383—468 *г/т*.

Примечательно распределение рубидия по вертикали в Бабайтагском массиве. По данным Т. Н. Далимова (1965) и К. У. Урунбаева (1964—1966), в наиболее эродированных участках массива, представленных гранит-порфирами и аляскитами, содержание рубидия составляет 250 *г/т* (среднее из 46 проб), а в верхней (апикальной) части массива увеличивается до 460 *г/т*. В синхронных с этими образованиями сферолитовых лавах, мареканитах и обсидианах (субфация текучих лав) концентрация рубидия достигает 590 *г/т*. В Кураминском хребте количество рубидия в гипабиссальных дайках и штоках гранодиорит-порфиров колеблется в пределах 93—138 *г/т*. В несколько более глубинных штоках куюндинских гранитоидов, по данным В. И. Айзенштата, Ю. Б. Ежкова, В. В. Козырева, количество его составляет 105 *г/т*. В гранитоидах Кураминского батолита, относимого к мезоабиссальной фации, содержится от 132 до 163 *г/т* рубидия. Таким образом, в магматических образованиях Юго-Западного Чаткала и Кураминского хребта концентрации рубидия уменьшаются с глубиной. Подобное распределение этого элемента в первую очередь обусловлено его тесной геохимической связью с калием.

Литий концентрируется преимущественно в железо-магнезиальных минералах — биотите и амфиболе. Содержание его отчетливо возрастает от пород ранних фаз к поздним (17—80 *г/т*). В мезоабиссальных интрузиях Западного Узбекистана распределение лития такое: Актауский массив — 18—28 *г/т* (Азимов, 1966), Устукский, Акчопский — 29—38 *г/т* (Кушмурадов, 1967), Лолабулакский — 100—125 *г/т* (Джамалетдинов, 1965), т. е. отмечается увеличение содержания элемента к более глубинной субфации мезоабиссальной фации. В интрузивах этой же фации юго-западных отрогов Чаткальского хребта, по К. У. Урунбаеву (1965), количество лития меньше кларка в 1,5—2 раза. В частности, в гранитоидах намюр-нижнебашкирского возраста оно составляет 10—30 *г/т*, а в гранитоидах мезоабиссальной фации средне-верхнекарбонового возраста — от 29,3 до 83 *г/т*. Такое же содержание лития отмечается в породах гипабиссальной и субвулканической фаций (13—32 *г/т*).

Таким образом, можно наметить лишь слабую тенденцию к увеличению содержания лития с глубиной. В породах пермо-триасового комплекса Юго-Западного Чаткала лития содержится в 1,5—2 раза меньше кларковых концентраций, но отчетливо видно увеличение его

количества с глубиной (Далимов, 1965). Так, в породах лавового облика (субфация текучих лав) количество лития равно 7—13 *г/т*, а в субвулканических — 2—24 *г/т*. Кроме того, в хорошо обнаженном Бабайтагском интрузиве оно увеличивается от апикальных частей массива (2 *г/т*) к его наиболее эродированным участкам (24 *г/т*). Такое поведение лития подтверждается увеличением с глубиной количества магния, двухвалентного железа и натрия. В Бабайтагском массиве при общем незначительном содержании биотита (1,5—5%) в апикальных частях массива с глубиной количество слюды увеличивается до 10%.

Распределение лития в вулканических породах изучено очень слабо. В породах липаритовой формации Юго-Западного Чаткала концентрация его уменьшается от лав (13 *г/т*) к пирокластам (7 *г/т*).

В Кураминском хребте распределение лития в различных фациальных типах магматических пород представляет собой довольно неясную картину. Так, в субвулканических интрузиях, по данным В. Ф. Викторова (1966), и В. И. Айзенштата (1965—1966), содержание лития равно 20 *г/т* и несколько увеличивается в гипабиссальных интрузиях Алмалыка (38 *г/т*), но в Куюндинских гранитоидах (гипабиссальная фация, более глубинная субфация) оно падает до 14—15 *г/т*.

Цезий в магматических породах Узбекистана мало изучен. Имеющиеся в настоящее время данные свидетельствуют о прямой связи его содержания с концентрациями рубидия и калия. Количество цезия в гранитоидах различных регионов неодинаково. Так, в гранитоидах Нуратинского хребта, Кызылкумов и Юго-Западного Чаткала содержание цезия находится в пределах кларка или в 2—3 раза превышает его (Актауский массив, по Азимову, 1967). В то же время гранитоиды Южных Кызылкумов, Зирабулака, Каратюбе содержат резко повышенные значения этого элемента, превышающие кларк в 4—8 раз. Эта особенность объясняется не столько первичной геохимической специализацией магм, сколько факторами фациальности, глубиной становления и уровнем среза интрузивных тел.

В Западном Узбекистане относительно меньшими концентрациями цезия характеризуются гранитоиды северной группы гор, а большими (в 6—8 раз больше кларка) — южной группы (Кульджуктау, Каратюбе, Зирабулак), для которых установлены черты более глубинной субфации мезоабиссальной фации (Хамрабаев, 1958). Это подтверждается распределением цезия в породах Бабайтагского массива. Здесь, по Т. Н. Далимову (1965), содержание цезия убывает от пород гипабиссальной фации (18 *г/т*) к субвулканической (14,5—13,5 *г/т*). В покровах пермо-триасовых эффузивов (субфация текучих лав) количество цезия равно в среднем 22 *г/т* и уменьшается в пирокластах до 7—11 *г/т*.

Таким образом, при переходе от пород гипабиссальной фации к покровным образованиям в вертикальном диапазоне 1600—2000 *м* концентрация цезия убывает примерно в 2 раза. Величина цезий-рубидиевого отношения в этом направлении возрастает от 1900 до 4371.

На основании вышеописанных данных по распределению некоторых элементов можно отметить определенную зависимость количества редких щелочей и урана от фациальности.

Наиболее надежными для фациального расчленения гранитоидов являются также данные по дисперсии концентраций лития, рубидия, свинца, цинка и ниобия. Геохимические особенности указанных редких элементов чувствительны к изменению термодинамических условий, но, к сожалению, авторы не располагают аналогичными данными по другим элементам (молибдену, стронцию, бериллию и др.), которые, по-

Особенности распределения акцессорных минералов в гранитоидах (по данным К. Урунбаева, О. П. Елисеевой,

Фация глубинности	Порода	Число минеральных видов акцессорных минералов	Число видов акцессориев по ассоциациям					
			окислы	силикаты	кальциевые	фосфаты	сульфиды	сульфаты
Субвулканическая	Граниты	7—14	2	1	3	1	0—5	0—2
Гипабиссальная	Граниты	15—29 / 17	3—8 / 5	2—7 / 5	4—6 / 5	0—2 / 1	3—6 / 4	0
	Гранодиориты	13—16 чаще 16	3	4	5	0—1	1—3 / 2	0
Мезоабиссальная	Граниты	12—17 чаще 15	2—4	1—2	4—5	0—2	1—4	0—1
	Гранодиориты	9—18, чаще 17—18	3—4	3—4	5—7	2—3	1—4	0
Абиссальная	Граниты	12	4	2	4	0	2	0

Примечание. В числителе—пределы содержаний, в знаменателе — средние.

различной фациальной принадлежности Кураминской подзоны П. Козловой, И. С. Сморчкова и др.)

Ведущие акцессории, г/т					Прочие характерные акцессории, г/т	Всего акцессориев, г/т	Интрузивы
магнетит	апатит	сфен	циркон	ортит			
7000—15000 / 11000	60—70700 / 380	0—0,77	10—600 / 305	Зн.	—	Более 11000	Дайки регионального распространения, Бабайтаг и др.
2000—3348 / 2560	4—132 / 52	2—275 / 127	56—198 / 150	0,76—357 / 131	Ильменит до 64, цирколит—3—15,6, монацит—до 104, фергусонит—146, флюорит—316—619, мартит—до 27,2	2116—4252 / 3117	Куюндинский, Чаркассарский, Шайданский и др.
6536	115	282	82—209 / 145	12,7	—	4023—10190 / 7106	То же
520	110,7	14,6	?	15	Галенит—140, пирит—61, халькопирит—90, монацит—19,5, ильменит—14,2	5700	Восточно-Шавасский, Карабауский и др.
1400—2010 / 1700	20—190 / 100	12,4—650 / 320	105—225 / 165	17—81 / 49	Ильменит—33—70, гранат—до 10,4, торит—до 18, монацит—до 17, ксенотим—до 9,5	2450	Акчинский, Карабашский, Западно-Карамазарский и др.
4000	2000	400	75	125	Ильменит—400	42200	Каракинский

видимому, могли бы быть использованы при определении фациальности гранитоидных интрузий.

Характер распределения некоторых акцессорных минералов. Акцессорные минералы магматических комплексов Узбекистана изуче-

Особенности распределения акцессорных минералов в гранитоидах различной (по данным В. В. Козырева,

Фация	Порода	Число минер. видов акцессорных минералов	Число акцессориев по ассоциациям						Ведущие
			окислы	силикаты	кальциевые	фосфаты	сульфиды	сульфаты	магнетит
Гипабиссальная	Граниты	Чаще 10	4—7	1	3—5	0—2	2	0—2	28750
Мезоабиссальная	Гранодиориты	13—19	7	1	5	2	2	2	Зн.
(менее глубинная субфация)	Граниты	17—18	Чаще 4	Чаще 4	Чаще 4	2	2—3	0—1	1045—4200 / 4366
	Гранодиориты	19—13	3	3	3	0—1	1—2	0	1050—6679 / 43343
Более глубинная субфация	Граниты	25	9	4	5	3	4	0	8933
	Гранодиориты	9—22 / 15	2—4 / 3	2—7 / 4	3—6 / 4	1—2 / 1	0—4 / 2	0	2120—11783 / 7146
Абиссальная	Граниты	20	5	4	6	3	2	0	3130—5405

Примечание. В числителе—пределы содержаний, в знаменателе — средние.

ны к настоящему времени недостаточно. Наряду с детально описанными минералами из интрузивных пород Западного Узбекистана (Актауский массив — Азимов, 1967; Устукский, Акчопский — Кушмурадов, 1967; Тозбулакский — Каюмов, 1967), Кураминской подзоны (Акчинский, Карабашский, Беляутинский, Куюндинский, Западно-Карамазарский,

Алмалыкский, Чаркассарский и др. — Урунбаев, 1965; Козырев и др., 1967; Викторов, Рабинович и др., 1964, 1966; Елисеева. 1962; Айзенштат, 1967); Чаткала (Чепташский, Саргардонский, Акбулакский, Ихначский, Чаткальский и другие интрузивы — Козырев и др., 1967; Юда-

Таблица 82

фациальности Чаткальской структурно-формационной подзоны В. Проценко, Ю. Ежкова и др.)

акцессории, *г/т*				Прочие характерные акцессории, *г/т*	Всего акцессориев, *г/т*	Интрузив
апатит	сфен	циркон	ортит			
1199	3615	485	Зн.	Ильменит—2362, флюорит—12,9	36803	Малые интрузии гранитоид-порфиров, Сусингенский массив
До 300	Зн.	31—100	Зн.	—	314	—
3—707 150 43—306 123	0—3059 550 0—69 29	25—449 146 20—141 83	2—286 152 0—255 105	Ильменит—110—561, флюорит до 250—400, оранжит—8—398, монацит—до 27, фергусонит—3—20, гранат—до 254, топаз—16,3, анатаз—до 24, пирит—12—334	1254—10061 5150	Чепташский, Манасский, Арашанский, Акбулакский, Саргардонский, Алмасайский, Ихначский, Чимганский
326	2803	331,5	94	Ильменит—393, гранат—7,2, торит—2,3, оранжит—6,2, флюорит—42,7, пирит—77,5	13022	Майдантальский
33—278 102	60—942 375	85—153 122	16—90 56	Ильменит—28—166, оранжит—5,7—8,2,	2613—13364 8056	Майдантальский, Кошмансайский, Чаткальский
294—530	32—803	56—117	65	Ильменит—38—451, флюорит—11,9	4042—6971	Бештор-Тундукский

левич, 1966), существуют совершенно неизученные интрузии и вулканогенные образования Чаткало-Курамы и особенно Гиссарского хребта. В связи с этим анализ данных по распределению акцессорных минералов с глубиной является неполным, а выводы — предварительными.

На характер распределения акцессорных минералов влияют особенности состава магмы и явления ассимиляции и дифференциации, которые могут в значительной мере затушевывать зависимость акцессориев от глубинности. Определенную роль в изучении распределения акцессорных минералов с глубиной играет также различная методика отбора и обработки протолочных проб. Тем не менее, авторы сделали попытку определить основные тенденции в распределении некоторых акцессорных минералов между породами близкого состава, но различной фациальной принадлежности.

Особенности распределения акцессорных минералов в пермо-карбоновых (по данным И. Х. Хамрабаева, П. Т. Азимова,

Фация	Порода	Число минеральных видов акцессорных минералов	Число акцессориев по ассоциациям						Ведущие
			окислы	силикаты	кальциевые	фосфаты	сульфиды	сульфаты(+самородные)	магнетит
Гипабиссальная	Граниты	10—11	2—3	1—2	3	0—1	1—4	(0—1)	$\frac{0—476}{10}$
	Граниты	$\frac{9-20}{13}$	$\frac{1—5}{3}$	$\frac{1—5}{3}$	$\frac{2—5}{4}$	$\frac{0—2}{1}$	$\frac{0—5}{2}$	(0—2)	$\frac{0—2215}{638}$
Мезоабиссальная									
Менее глубинная субфация	Гранодиориты	10—11	2—3	1—2	3—5	0—1	2	0	0,1565
Более глубинная субфация	Граниты	7—15	1—4	1—4	3—5	0	0—2	0	0—10

Обзор имеющихся материалов показывает, что в гранитах по сравнению с гранодиоритами (табл. 81, 82, 83), как правило, более разнообразен видовой состав, но меньшее валовое содержание акцессорных минералов. В Чаткале в гранитах обычно 10—25 минеральных видов, в гранодиоритах — 9—22, в Кураме в гранитах — 12—29, в гранодиоритах — 8—18, в Западном Узбекистане в гранитах — 7—20, в гранодиоритах — 5—11.

Наибольшие различия проявляются в количестве окислов, фосфатов редких земель, тантало-ниобатов и сульфидов, в меньшей мере — силикатов и кальциевых акцессорных минералов. Неодинаков характер изменчивости содержаний ведущих акцессорных минералов в гранитах и гранодиоритах различных структурно-формационных зон. В Кураминской подзоне в гранодиоритах преобладают магнетит, апатит, сфен, в гранитах — ортит. В гранодиоритах содержится большее количество

акцессорных минералов, чем в гранитах. В гранодиоритах Чаткальской подзоны, наоборот, частное и суммарное содержание всех акцессорных минералов ниже, чем в гранитах. В Западном Узбекистане в гранодиоритах выше концентрации магнетита, сфена, а в гранитах — апатита.

Отмечается обогащенность интрузий Чаткало-Курамы магнетитом (1500—9000 *г/т*) по сравнению с Западным Узбекистаном (чаще 0—500 *г/т*), что связывается с первичной специализацией гранитоидов на железо (Хамрабаев 1957, 1969). В гранитоидах Курамы наблюдается относительно малое количество сфена (130—400 *г/т*), а Западного Узбекистана — повышенные концентрации апатита (200—600 *г/т*) и

Таблица 83

гранитоидах различной фациальной принадлежности Западного Узбекистана О. К. Кушмурадова, А. Каюмова)

акцессории, *г/т*				Прочие характерные акцессории, *г/т*	Всего акцессориев, *г/т*	Интрузив
апатит	сфен	циркон	ортит			
		До 480	До 476	Гранат—138, гематит—до 580, хромит—438	До 2000	Тамдынский
4—600 350	3—350 98	3—750 143	0—70 20	Гранат—230, ильменит—27, 5—91, пирит—28—98, анатаз—15, монацит—55—600, ксенотим—12,7, рутил—40—157	245—2850 1250	Таушанский, Кынгырский, Тозбулакский, Актауский, Карнабский, Темиркабукский, Шайдаразский, Устукский, Акчопский и др.
240	924—1800	80—167	0—67	Ильменит—130—825,5, пирит—26,8 гранат—50,2, молибденит—до 12,9	3065	
2750	4000—5000	2100	3000	Гранат—537, рутил—3000, иногда ильменит—до 17500, часты берилл, турмалин, касситерит, ильменит	8550—53000	Лолабулакский, Кетменчинский, Центрально-Зирабулакский, Тымский, Койташский, Каратюбинский

ортита (20—500 *г/т*). Содержание акцессорных минералов в гранитоидах Западного Узбекистана по сравнению с Чаткало-Кураминским регионом значительно меняется. Среди прочих акцессорных минералов для Кураминского региона более характерны флюорит (316—619 *г/т*), цирголит (3—15,6 *г/т*), фергусонит (до 146 *г/т*), торит (до 18 *г/т*) и галенит (до 140 *г/т*). В Чаткальском регионе гранитоидам присущи повышенные содержания граната (до 254 *г/т*), ильменита (28—561 *г/т* и более), флюорита (11,9—400 *г/т*), оранжита (5,7—8,2 *г/т*, редко до 398 *г/т*), и топаза (до 16,3 *г/т*). Гранитоиды Западного Узбекистана характеризуются повышенными концентрациями граната (50 — 825 *г/т* и выше), монацита (55—600 *г/т*), ксенотима (до 12,7 *г/т*) и рутила (40—157 *г/т*, до 3000 *г/т*). Часто встречаются берилл, касситерит, турмалин и шеелит.

Рассмотрим поведение акцессориев в гранитах различной фациальной принадлежности. Обзор имеющихся материалов показывает, что

наибольшим разнообразием акцессорных минералов характеризуются интрузии средних и больших глубин: мезоабиссальные — 10—18 минеральных видов, абиссальные — 12—20. При этом число акцессориев увеличивается здесь от ранних фаз (8—12) к поздним (20—25). В гипабиссальных и субвулканических образованиях количество минеральных видов, даже в породах поздних фаз, обычно не превышает 10—11.

Опишем поведение некоторых ведущих акцессорных минералов, наиболее чувствительных к изменению фациальных условий.

Магнетит. В интрузивных породах Кураминской подзоны количество магнетита резко возрастает в направлении от интрузий средних и больших глубин к приповерхностным: в гранитах мезоабиссальной фации (Акчинский, Восточно-Шавасский массивы и др.) — около 520 *г/т*, в гипабиссальных телах гранитоид-порфиров — 2000—3348 *г/т*, в субвулканических дайках гранит-порфиров — 7000 *г/т* и более. В Чаткальском регионе, в абиссальном Бештор-Тундукском массиве содержится 4042—6791 *г/т* магнетита (Козырев и др., 1968), в мезоабиссальных гранитах Чепташского, Арашанского, Акбулакского, Чимганского, Майдантальского и других интрузивов — 4361—8933 *г/т*, в гипабиссальном комплексе гранитоид-порфиров содержание минерала возрастает до 28750 *г/т*. В то же время такая тенденция в интрузивах Западного Узбекистана не прослеживается. При общей относительной бедности железом и акцессорным магнетитом породы гипабиссальных интрузивов Тамды, Ухума почти лишены магнетита (0—476 *г/т*), как и более глубинные мезоабиссальные плутоны (Таушан, Кынгыр, Актау, Устукский, Акчопский, Лолабулакский, Каратюбинский и др.). Здесь количество магнетита в гранитах редко превышает 600 *г/т*. В целом по Восточному Узбекистану в породах различной глубинности магнетит распределяется так (цифры средние, приближенные): в абиссальных — 3000—5000 *г/т*, мезоабиссальных — 5000—9000 *г/т*, гипабиссальных и субвулканических — 7000—20000 *г/т*.

Содержание апатита зависит от глубины становления интрузий. В Чаткале отмечаются следующие концентрации апатита: в гипабиссальных гранитах — 1199 *г/т*, в мезоабиссальных интрузиях — 150—326 *г/т*, в абиссальных плагиогранитах Бештор-Тундукского массива — 32—803 *г/т*. Гранитоиды Кураминской подзоны характеризуются повышенным содержанием кальция (в среднем 3,22%), что обусловливает широкое развитие в них акцессориев кальциевой группы и в первую очередь апатита. В мезоабиссальных интрузивах этого региона содержание его варьирует от 100 до 500 *г/т* (среднее 110,7 *г/т*), в гипабиссальных интрузиях, более глубинных — около 100 *г/т*, в менее глубинных — 10—132 *г/т* (среднее для пород гипабиссальной фации — 52 *г/т*), в субвулканических дайках фельзит- и гранит-порфиров — 60—700 *г/т* (среднее 380 *г/т*).

Повышенные концентрации апатита в породах Каракиинского массива (абиссальная фация) — 1200 *г/т* — необходимо уточнить. В Чаткало-Кураме в отличие от Западного Узбекистана в более глубинных интрузиях мезоабиссальной фации содержится в среднем 2750 *г/т* апатита, а в менее глубинной субфации — 350 *г/т*.

Аналогичным образом ведет себя циркон. В гранитах абиссальной фации содержится 56—117 *г/т* циркона, мезоабиссальной фации — 143—331 *г/т*, гипабиссальной — 150—485 *г/т*, в субвулканической — 10—600 *г/т*.

Подобное распределение акцессорных минералов обусловлено в первую очередь поведением петрогенных окислов FeO, CaO и MgO в вертикальной магматической колонке. В ненасыщенных известью

и железом гранитоидах возрастает роль акцессорных минералов группы редких земель и тантало-ниобатов, а в богатых кальцием интрузиях преобладает ассоциация апатита, ортита и сфена. Ортит и сфен в большинстве интрузивных тел тесно связаны с ассимиляционными процессами (карбонатный тип ассимиляции, по Х. М. Абдуллаеву, 1954).

Отсутствие самостоятельных минералов ниобия в большинстве гранитоидов Чаткало-Курамы обусловлено повышенным содержанием двуокиси титана, что приводит к рассеиванию этого элемента в биотитах и минералах титана.

Рассмотрим влияние глубины становления интрузивов на величину сфен-ильменитового отношения. С помощью термодинамических расчетов реакций окисления ильменита до магнетита+двуокись титана, вюстита — до магнетита и магнетита — до гематита показано (Хитрунов, 1969), что при высоких температурах и парциальных давлениях кислорода, соответствующих равновесиям магнетит—гематит и вюстит—магнетит, концентрации ильменита неустойчивы. Это является одной из причин увеличения содержания ильменита в гранитоидах малой глубинности и апикальных частях интрузивных тел. Величина отношения сфена к ильмениту в гранитах УзССР составляет для гипабиссальной фации 0,1—0,2, для мезоабиссальной и абиссальной — 1—7. Постоянный характер этого отношения позволяет применять его для фациального подразделения интрузивов.

Калинатровые полевые шпаты. При фациальном анализе гранитоидных формаций важная роль принадлежит калинатровым полевым шпатам. Ниже рассматриваются структурно-оптические свойства и состав их в 98 гранитоидных интрузивах Узбекистана различной фациальной принадлежности. Всего в распоряжении авторов имелось 70 химических анализов калинатровых полевых шпатов, 28 определений рентгеновской триклинности. Распределение Rb, Cs изучено в калинатровых полевых шпатах из 30 массивов. Наиболее древней (докембрийской) среди рассмотренных гранитоидов является формация высокоглиноземистых гранитов Харкушского и Среднеуруклинского массивов в Юго-Западном Гиссаре (абиссальная фация). Интрузии мезоабиссальной фации представлены сложной синорогенной диорит-гранодиорит-гранитовой формацией (C_2—P_1) Кураминской подзоны, Юго-Западного Гиссара, Зарафшанского хребта и Западного Узбекистана.

Калинатровые полевые шпаты гипабиссальных интрузий пермского и пермо-триасового возраста охарактеризованы в Алмалыкском сиенито-диоритовом массиве, малых интрузиях Кураминской подзоны и др. В субвулканических телах они наиболее детально изучены в Зойском, Зирварозском, Дибалинском массивах (Юго-Западный Гиссар), а также в кварц-диоритовых и гранит-порфировых дайках Кураминского хребта.

Для всех фаций гранитоидов не устанавливается зависимость между составом пород и оптической упорядоченностью (2V) калинатровых полевых шпатов (табл. 84). Структурного разупорядочивания их в породах ранних интрузивных фаз под влиянием термического воздействия (отжига) поздних порций магмы (по Б. Шмакину) не наблюдается. Тем не менее отчетливо прослеживается рост содержания альбитового компонента в калинатровых полевых шпатах в направлении от аляскитов к диоритам, а в породах близкого состава — по мере роста глубинности гранитоидов. Наиболее интенсивные изменения в упорядоченности и вещественном составе полевых шпатов связаны с фациальными особенностями интрузий (табл. 85, 86).

По данным многочисленных исследователей (Бойд, Смит, 1956), можно установить, что степень упорядоченности калинатровых полевых шпатов зависит от температуры и скорости ее изменения (температурного градиента), в меньшей степени — от количества летучих компонентов или поровых растворов.

Таблица 84

Корреляция оптической упорядоченности калишпатов из гранитоидов и различных факторов

Параметры	Площадь массивов	Температурный градиент	t°C	Глубина становления	H_2O, связ.	% Ab в Кпш	Rb	Cs
−2V	+0,21	−0,167	−0,04	+0,53	+0,84	+0,265	−0,026	−0,13
$r_{5\%}$	0,27	0,33	0,27	0,27	0,48	0,27	0,40	0,40

По нынесуществующим представлениям, упорядоченность калишпатов связана с температурой расплава и скоростью ее изменения, количеством летучих компонентов, скоростью кристаллизации минерала, возрастом пород, содержанием альбитового компонента в калишпатах,

Таблица 85

Зависимость состава и структурно-оптических свойств калинатровых полевых шпатов от фациальности интрузий Узбекистана

Фация глубинности	−2 V, град. (число замеров)	S^2	$Ab_{Кпш}$, мол. %	$S^2_{Ab_{Кпш}}$	$\Delta\rho$	$Cs_{Кпш}$ (число ан.)	$Rb_{Кпш}$ (число ан.)
Субвулканическая	62 (90)	100,6	24,3	83,5	0	—	—
Гипабиссальная	64 (250)	83,5	26,7	67,7	0—0,2	5,1 (20)	352 (20)
Мезоабиссальная	76,5 (430)	17,49	27,6	61	0,5—1,0	3,85 (24)	300 (24)
Абиссальная	79 (30)	30,2	31,6	38	0—0,2	0,9 (3)	285 (3)

Примечание. В скобках указано число интрузивов, по которым имеются определения редких щелочей. Для интрузий малых глубин приводятся данные по составу вкрапленников.

разупорядочивающей ролью Rb, Li, Cs в кристаллической решетке минерала. В наибольшей мере упорядоченность калишпатов Узбекистана связана с глубиной становления интрузий и содержанием в них связанной воды, в меньшей — с содержанием альбитового компонента.

Температурный фактор не оказывает существенного влияния на конечную упорядоченность калишпатов. Средние температуры кристаллизации их рассчитаны по Т. Барту (1956): для субвулканических тел — 635°, гипабиссальных — 630°, мезоабиссальных — 580° и для абиссальных — 570°. Это позволяет предполагать, что завершающая стадия кристаллизации калишпатов, как и все структурные превращения в минерале, протекали преимущественно в твердом состоянии. Для калишпатов абиссальной фации характерна, вероятно, метастабильная кристаллизация в поле устойчивости низкотемпературной модификации.

Зависимость между возрастом интрузий и упорядоченностью в них калишпатов не отмечается: в докарбоновых интрузиях — 2 V — 72,8°, интрузиях C_1—C_2 — 76,2°, C_2—C_3 — 78,5°, C_3—P_1 — 73,5°, P_2—T_1 — 69,6°.

Как установлено работами А. С. Марфунина (1962), величина угла оптических осей является структурно чувствительным оптическим параметром калишпатов — показателем степени упорядоченности Si и Al в кристаллической решетке, структурное состояние которой является функцией условий остывания. Следовательно, с учетом вышеустановленных корреляционных связей, 2V калишпатов можно использовать для установления фациальной принадлежности гранитоидов (рис. 33).

Отмечается рост содержания Rb и Cs в калишпатах из гранитоидов приповерхностных фаций, причем содержания редких щелочей в калишпатах из гранитоидов различных фаций значимы по t-критерию. Показательно, что содержание редких щелочей в калишпатах не связано ни с температурой кристаллизации минерала ($r_{Rb-t_{Кпш}} = +0{,}021$, $r_{Cs-t_{Кпш}} = +0{,}018$, при $r_{5\%} = 0{,}40$), ни с величиной литостатического давления ($r_{Cs} - P_{лит} = -0{,}014$, $r_{Cs} - P_{лит} = -0{,}011$). Можно полагать, что рост концентрации редких щелочей в калишпатах малоглубинных интрузий зависит от увеличения в этом направлении роли ортоклазовой молекулы в составе минерала ($r_{Rb} - Ort_{Кпш} = +0{,}54$, $Cs - Ort_{Кпш} = +0{,}47$, $r_{5\%} = 0{,}40$).

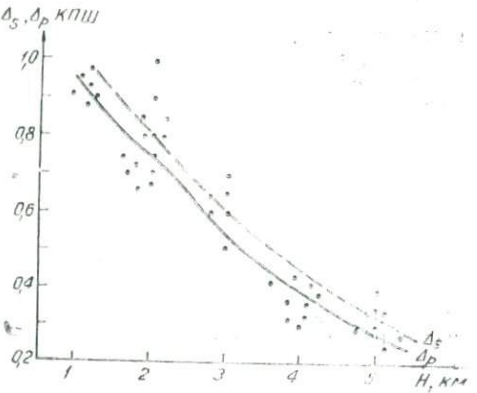


Рис. 33. График зависимости ΔS (степень оптической упорядоченности) и Δ_p калинатровых полевых шпатов от глубины становления гранитоидов.

С другой стороны, концентрация Rb и Cs в калишпатах прямо связана с содержанием этих элементов в породах ($r_{Rb} = +0{,}655$, $r_{Cs} = +0{,}44$ при $r_{5\%} = 0{,}36$). Аналогичная зависимость для лития устанавливается лишь в породах аляскитоидного состава, где биотит — главный концентратор лития — почти полностью отсутствует. Сильная прямая связь концентрации лития в породах и калишпатах подтверждается тем, что на долю последних, как показали расчеты, приходится 75—95% общего количества рубидия пород всех фаций.

Рост содержания редких щелочей в калишпатах из интрузий малых глубин не связан с разупорядоченностью структуры минерала ($r_{Rb_{Кпш}} - 2V = -0{,}026$, $r_{Cs_{Кпш}} - 2V = -0{,}13$). По-видимому, разупорядочивающее влияние крупных катионов Rb и Cs проявляется при более высоких концентрациях этих элементов (например, в пегматитах, по В. В. Гордиенко (1967), при содержании Rb_2O 1000—41000 $г/т$, Cs_2O — 10—5000 $г/т$) и не существенно при кристаллизации калишпатов обычных интрузивных пород.

Концентрация щелочей не влияет на степень рентгеновской триклинности калишпатов ($r_{Rb-\Delta_p} = -0{,}22$, $r_{Cs-\Delta_p} = -0{,}07$, $r_{K_2O-\Delta_p} = -0{,}02$, $r_{Na_2O-\Delta_p} = +0{,}11$, при $r_{5\%} = 0{,}74$).

На примере гранитоидных интрузий Узбекистана отчетливо устанавливается прямая связь между содержанием альбитового компонента в калишпатах и содержанием нормативного альбита в породах с коэффициентом корреляции $r = +0{,}42$ ($r_{5\%} = 0{,}27$). С ростом количества нормативного альбита от субвулканических интрузий к абиссальным (для гранитов) от 26,5 до 39,37% содержание альбитовой молекулы в

Вещественный состав и структурно-оптические свойства калинатровых поле

Комплекс и возраст	Фация глубинности	Порода	−2V, град.	% $Ab_{Кпш}$	Δ_p
Гранит-аляскитовый (P_2—T_1)		Гранит-граносиенит-порфиры	64	24,3	0—0,2
		Аляскиты	50,5		
Средне-верхнекарбоновый, вулкано-плутонический	Субвулканическая	Кварцевые диоритовые порфириты	78	20	0,7—0,9
		Кварцевые кератофиры	63	47	0,4—0,5
		Кварцевые порфиры, гранит-порфиры	76	52	0,8
Диорит-гранодиорит-порфировый	Гипабиссальная	Диоритовые порфириты	60	35	0
		Гранодиорит-порфиры, адамеллит-порфиры	68	25,6	0—0,2
		Гранит-порфиры	66—73	24,5	0,75
Диорит-гранодиорит-гранитовый (C_3—P_1)	Мезоабиссальная	Диориты	65—67	35,6	0,5—0,8
		Гранодиориты	68—76	31,2	
		Граниты	78—85	24	0,8—1
Диорит-гранодиорит-гранитовый (C_2)	То же	Гранодиориты	63	27	0—0,25
		Адамеллиты	64	26	0,2
Габбро-диорит-аляскитовый (C_1—C_2) и высокоглиноземистых гранитов (P_1?)	Абиссальная	Гранодиориты	82	31,7	0—0,3
		Граниты	50—79		
		Аляскиты	52—70		

Примечание: Δ_p—степень рентгеновской триклинности.

вых шпатов из гранитоидов различного состава и фациальной принадлежности

Генерация	Структурно-оптический тип, Кпш	$t_{Кпш}$ град.	Массив
Вкрапленники	Высокий промежуточный ортоклаз (криптопертитовый и гомогенный)	630	Бабайтагский интрузив, субвулканические дайки Курамы (Т. Н. Далимов, 1970; В. И. Айзенштат, 1967)
Зерна среднего размера		640	
Вкрапленники	Промежуточный микроклин	630	Зойский, Дибалинский Зирварозский интрузивы Юго-Западного Гиссара (по Т. Н. Далимову, Т. Шарипову, 1970)
Зерна основной массы	Промежуточный триклинный ортоклаз (криптопертитовый)	650	
Вкрапленники	Промежуточный микроклин	650	
Гигантокристаллы	Промежуточный ортоклаз-криптопертит	650—720	Малые интрузии Кураминского хребта (по В. И. Айзенштату, 1967)
Вкрапленники, гигантокристаллы		550—650	
Гигантокристаллы	Промежуточный микроклин	600	
Зерна средней величины	Промежуточный, до максимального микроклин (микропертитовый)	650	Актауский, Нуратинский (Зайкарнарский), Кошрабадский, Темиркабукский, Каратюбинский массивы, интрузивы Зиаэтдинских гор и др. (Западный Узбекистан)
		550—600	
Порфировидные выделения		550—600	
Зерна средней величины	Высокий промежуточный триклинный ортоклаз (криптопертитовый)	580—620	Карамазарский, Акчинский (Кураминская подзона, по Т. Н. Далимову и В. И. Айзенштату)
Порфировидные выделения			
Зерна, порфиробласты	Промежуточный высокий ортоклаз (криптопертитовый)	550—590	Среднеуруклинский, Верхнекызылсайский, Харкушский и др. массивы в Юго-Западном Гиссаре (В. Е. Головин, 1968)

калишпатах меняется от 24,3 до 35%. Также, вероятно, в связи с общим уменьшением содержания CaO от глубинных гранитоидов к приповерхностным (от 1,89 до 1,25%) концентрация анортитового компонента в калишпатах уменьшается в этом направлении от 3,75 до 1 мол.%. Глубина становления интрузий не оказывает существенного влияния на содержание альбитовой молекулы в калишпатах ($r_{P_{H_2O}} - Ab_{Кпш\ (норм.)} = 0{,}012$, $r_{5\%} = 0{,}27$), что согласуется с выводами В. С. Соболева (1965) о незначительном влиянии давления на пределы растворимости простых твердых растворов. Для ряда регионов СССР (Урал, южная окраина Айданского щита) наблюдается обратная картина: рост альбитовой составляющей в калишпатах малоглубинных фаций гранитоидных интрузий по сравнению с более глубинными. Этот факт объясняется как следствие уменьшения растворимости альбитового компонента с ростом литостатического давления.

Не оказывает влияния на состав калишпатов и температура кристаллизации минералов ($r_{t-Ab_{Кпш}} = +0{,}12$, $r_{5\%} = 0{,}27$), так как ее значения близки к завершающей стадии формирования интрузий различной фациальности.

Таким образом, оптическая упорядоченность калишпатов гранитоидов Узбекистана связана, в первую очередь, с фациальными условиями их становления (глубинность, содержание связанной воды), тогда как состав их (содержание щелочей, в том числе и редких) отражает преимущественно особенности химизма материнской породы.

Биотиты являются существенными составными частями пород большинства гранитоидных интрузий Узбекистана. Их детальное изучение расширяет наши познания в области петрологии и геохимии интрузивных комплексов, позволяет установить конкретную связь химизма пород с особенностями минерального состава и оптическими свойствами биотитов.

Характеристика вещественного состава слюд дается главным образом по интрузивам средне-верхнекарбонового и пермо-карбонового магматических комплексов, широко развитым в Узбекистане. В Западном Тянь-Шане (юго-западные отроги Чаткальского хребта) это Карабашский, Акчинский, Шаваский, Башкызылсайский, Карабауский интрузивы, в Южном Тянь-Шане (Западный Узбекистан) — Актауский, Устукский, Акчопский, Кошрабадский, Акмазарский, Зирабулакский, Кошкудукский, Чайдорозский, Каратюбинский, Тамдынский, Тозбулакский, Таушанский, Кынырский, в Южно-Гиссарском районе — Гиссарский батолит и Туполангский массив. Преобладающее большинство этих интрузий относится к мезоабиссальной фации глубинности (Далимов, Айзенштат, Хамрабаев, 1969). Слюды из гранитоидов пермо-триасового комплекса Чаткало-Курамы (Бабайтагский и Чаркассарский массивы малых интрузий) и докембрийского Гиссара (Среднеуруклинский массив, абиссальная фация) еще мало изучены.

Вещественный состав вышеперечисленных интрузий изучен довольно подробно («Петрография Узбекистана», т. II, 1964). Биотит в породах начальных фаз пермо-карбонового комплекса (диориты, кварцевые диориты) часто присутствует совместно с амфиболом, редко пироксеном. В гранодиоритах (вторая фаза) почти всех интрузивов Чаткало-Кураминских гор и отчасти Кошрабадского и Тамдынского массивов биотиты ассоциируют с амфиболом. Во всех остальных интрузиях, в том числе и в продуктах поздних (третья и четвертая) фаз (граниты, лейкократовые граниты, аляскиты), биотит является единственным цветным компонентом.

Обычно биотит представлен таблитчатыми, полигональными и чешуйчатыми зернами размером 0,3—2,5 *мм*, характеризующимися резким плеохроизмом: Ng — буровато-красный, темно-коричневый, темно-бурый, до почти непрозрачного; Np — светло-коричневый, желтовато-зеленый, бледно-желтый до бесцветного. Обычно оптически одноосный, хотя в отдельных случаях (интрузивы Юго-Западного Чаткала) величина угла оптических осей достигает 8—12°. Двупреломление варьирует от 0,021 до 0,045. Измерение светопреломления слюд из описываемых гранитоидов производилось с проверенным на рефрактометре набором иммерсионных жидкостей с интервалами 0,003—0,004 при температуре 20°С.

Характерными включениями в биотитах являются зерна магнетита, апатита, циркона, редко сфена, ортита, графита, монацита, ксенотима и др. В процессе изменения биотит замещается хлоритом (пеннин), мусковитом, эпидотом, карбонатом, лейкоксеном, гидроокислами железа, содержит ксеноморфные зерна и пылевидные скопления вторичного магнетита.

Замещение биотита мусковитом часто (Синтабский массив в Северном Нуратау) сопровождается выделением вторичного сфена, а при хлоритизации образуется сагенит. Всего в работе исследовано 98 проб биотита (по данным авторов и других исследователей).

Обобщая данные по химизму слюд, можно отметить, что большинство биотитов из гранитоидов Каратюбинских гор, Чаткальского хребта, юго-западных отрогов Чаткала и Гиссарского хребта относятся к истонит-сидерофиллитовой серии с преобладанием сидерофиллита. К аннит-флогопитовой серии (с преобладанием аннита) относятся слюды из гранитоидов Нуратинского хребта и Кызылкумов. Слюды из Чаркассарского и Бабайтагского массивов, интрузий Зиаэтдин-Зирабулакских гор, а также часть биотитов Актау занимают промежуточное положение между этими двумя сериями.

По классификации В. Е. Трегера (1958), слюды из Тамдынского и Кошрабадского массивов соответствуют анниту. Часть анализов слюд из Бабайтагского, Кошкудукского, Чайдоровского и Тозбулакского интрузивов — протолитиониту, биотиты из остальных интрузий могут быть отнесены к лепидомеланам.

Статистическая обработка исходных данных позволила выявить основные параметры распределения окислов в слюдах из гранитоидов пермо-карбонового комплекса диоритов-гранодиоритов-гранитов-аляскитов (табл. 88). От типовых биотитов описываемые слюды отличаются пониженным содержанием щелочей, Fe_2O_3, Al_2O_3 и большим количеством CaO, FeO, TiO_2.

По температуре кристаллизации, определенной известными методами (Офтедаль, 1943; Уонс, Югстер, 1963; и др.), можно выделить три группы слюд: а) с наибольшей температурой (750—650, редко до 800—850°). Это биотиты Актауского, Устукского, Акчонского, Кынгырского массивов, интрузий Чаткальского хребта и Зирабулак-Зиаэтдинских гор; б) с умеренной температурой (600—650°). Сюда относятся слюды из массивов Гиссарского хребта, Каратюбинского плутона; в) наиболее низкотемпературные (600—500° и менее) характерны для Тамдынского, Таушанского, Кошрабадского и Чаркассарского интрузивов.

Относительно низкую температуру образования истонит-сидерофиллитов Гиссара можно объяснить существенной примесью летучих (F, Li). Значительное содержание мусковитовой молекулы в этих слюдах не оказывает заметного влияния на температуру их кристаллизации ($r_{Al^{IV}} = -0{,}19$, $r_{Al^{VI}} = -0{,}24$, при $r_{5\%} = \pm 0{,}33$), что согласуется с

данными С. П. Кориковского (1965), В. В. Закруткина (1970) и др. Наиболее сильная обратная зависимость ($r = -0{,}583$, $r_{5\%} = \pm 0{,}33$ отмечается между температурой кристаллизации и общей железистостью слюд $\left(f' = -\frac{Fe_2O_3 + FeO}{Fe_2O_3 + FeO + MgO} \cdot 100,\ \text{мол. \%}\right)$. Уравнение регрессии этого вида: $t = 1027{,}64 - 6{,}41\,f'$ (95% зона значимости $\pm 50°$). Более слабая прямая связь температуры с содержанием в слюдах Mn ($r = +0{,}44$) и Mg ($r = +0{,}38$). Значимой прямой зависимости температуры кристаллизации биотитов от содержания в них титана (Бушляков, 1963) не отмечается ($r = -0{,}18$)*. Уменьшение содержания

Таблица 87

Статистические параметры распределения петрогенных окислов в слюдах из пермо-карбоновых гранитоидов Узбекистана

Окислы	$\bar{X}$	$\bar{X}_{5\%}$	S	A	Закон распределения	Состав слюд (%) по		
						Дж. А. Диру	С. П. Соловьеву	П. Н. Чирвинскому
SiO_2	36,09	34,63—37,45	3,4	+0,27	Нормальный	33,42—41,24	32,83—44,94	35,06—36,41
TiO_2	3,12	3,05— 3,19	0,16	−0,56	Логнормальный	0,02— 5,28	0,32—12,56	1,15—13,30
Al_2O_3	16,53	16,13—17,93	3,48	−0,25	Нормальный	11,82—22,8	9,43—31,69	11,47—16,93
Fe_2O_3	5,3	4,38— 6,22	0,2	+0,01	Логнормальный	0,79—12,94	0,13—20,15	7,58—10,60
FeO	18,0	16,00—20,00	5,16	−0,14	Нормальный	5,05—30,16	2,74—27,60	11,02—16,76
MgO	7,16	5,90— 8,42	3,14	+0,45	То же	0,08—13,45	0,28—28,34	7,55—11,93
MnO	0,40	0,33— 0,47	0,17	−0,13	„	0,02— 1,01	0,02— 1,0	0,48— 1,89
CaO	2,50	1,79— 3,21	1,79	−0,45	„	0,1 — 8,23	Сл. — 3,20	0,21— 1,89
Na_2O	0,40	0,28— 0,52	0,30	−0,71	„	0,14— 1,54	0,14— 2,60	0,94— 1,10
K_2O	7,56	4,91— 6,61	2,14	−0,40	„	6,55— 9,17	6,18—11,43	6,29— 8,58
H_2O	2,80	1,82— 3,78	2,51	+0,87	„	0— 0,64	0,89— 4,64	300

Примечание $\bar{X}$ — среднее арифметическое, $\bar{X}_{5\%}$ — доверительные границы колебаний среднего с 95% уровнем зависимости, S — среднее квадратичное отклонение, A — асимметрия.

TiO_2 в биотитах последовательных фаз интрузий (Тозбулакский, Тамдынский, Карабашский, Чаркассарский, Каратюбинский, Туполангский и другие интрузивы) составляет 0,1—0,78% (среднее 0,32%). В целом поведение титана в биотите повторяет поведение закисного железа.

С ростом глубины становления гранитоидов Узбекистана изменяется и химический состав слюд ($r_{5\%} = \pm 0{,}33$):

Петрогенные окислы	*Выборочный коэффициент корреляции*
Al^{IV}	−0,115
Al^{VI}	+0,50
Mg	+0,31
Ti	+0,22
Mn	−0,27
Общая железистость (f)	−0,22

* С. П. Кориковский указывает на прямую корреляцию температуры кристаллизации и содержания титана в биотитах, считая эту зависимость справедливой для $f' = 40$—45%. Для значений общей железистости слюд выше 55% и ниже 40% количество TiO_2 в биотитах, по С. П. Кориковскому, увеличивается параллельно с ростом железистости биотитов независимо от температуры.

Зависимость содержания магния, марганца и титана в слюдах от глубинности описываемых гранитоидов согласуется с данными В. В. Щербины (1965), А. Н. Хитрунова (1969), И. С. Седова, Г. Т. Дук (1970) и др., однако зависимость эта слабая. По-видимому, давление влияет значительно слабее на изоморфизм элементов группы железа в слюдах, нежели температура (Соболев, 1949; Щербина, 1967). Наиболее сильной представляется связь с глубинностью содержания Al^{VI} в биотитах. Однако повышенное содержание Al^{VI} в биотитах отмечается и при низкой активности щелочей в гранитоидах (Коржинский, 1960; Маракушев, Тарарин, 1965). Высокие концентрации Al^{VI} в слюдах из массивов Южного Тянь-Шаня можно объяснить меньшей щелочностью гранитоидов Западного Узбекистана по сравнению с Чаткало-Курамой (Хамрабаев, 1969).

Наиболее существенной чертой химизма слюд, отражающей генетическую сторону их формирования, является общая железистость.

По данным многочисленных исследователей, железистость слюд тесно связанная с химизмом материнских пород, увеличивается в ходе дифференциации магматического расплава с ростом содержания щелочей, окислов железа, двуокиси кремния, химического потенциала воды (Д. С. Коржинский, И. Х. Хамрабаев, А. А. Конюк, А. Дудек, С. П. Кориковский, Дж. А. Дир, В. В. Потапьев, Л. В. Дмитриев, В. С. Соболев). Железистость биотитов уменьшается в более основных породах одновременно с ростом концентрации MgO (С. П. Кориковский, В. Л. Литвинов, А. А. Конюк, М. Г. Руб).

Отмечается связь железистости с составом самих слюд, их глиноземистостью, титанистостью, щелочностью и обратная — с магнезиальностью, а также общими условиями образования слюдусодержащих пород. Установлено (Гнатов, Матковский, 1958; Маракушев, 1965; Половинкина, Шендерова, 1954; Соболев, 1947), что железистость биотитов в подвижных зонах уменьшается, а в платформенных комплексах и на щитах возрастает. Она обратно пропорциональна температуре их кристаллизации.

Имеющиеся данные о зависимости железистости слюд от фациальности противоречивы (Маракушев, Тарарин, 1965). Низкая железистость слюд характерна для гранитоидов базальтоидного ряда (например, Змеиногорский комплекс в Алтае; Кузебный и др., 1967).

Железистость слюд связана с минеральным парагенезисом (Маракушев, Тарарин, 1965; Хамрабаев, 1969).

Для выявления сил и характера связи между химическим составом слюд и содержащих их гранитоидов Узбекистана применен метод корреляционного анализа. При этом рассчитывались парные выборочные коэффициенты корреляции (табл. 88)*. Как видим, изменение состава среды сказывается, главным образом на содержании в биотитах Al, Fe и Mg. При этом железистость биотитов из описываемых интрузий возрастает с ростом в материнских породах концентрации кремния и щелочей и уменьшается параллельно с увеличением в них количества Fe, Mg и Ca.

В соответствии с вышеизложенным рост общей железистости слюд наблюдается в направлении от более основных пород с наиболь-

---

* Необходимо отметить условный характер корреляции, так как на химизм биотитов существенно влияет также минеральный парагенезис пород (Маркушев, 1969).

шим содержанием железо-магнезиальных компонентов и извести к более кислым, обогащенным двуокисью кремния и щелочами.

В породах различного состава железистость биотитов варьирует в пределах 57,5—85,5% для Чаркассарского массива, 46—59,7% — Карабашского, 72—88% — Тамдынского, 46,3—72,4% — Актауского, 41,6—78,3% — Тозбулакского, 47—71,5 — Туполангского, 48,8—81,7 — для Гиссарского и т. д.

Таким образом, общая железистость биотитов в отдельных интрузивах составляют 16—36%, между последовательными фазами она меняется на 7—16%, увеличиваясь в породах поздних фаз более кислого и щелочного состава. Исключение составляет Туполангский массив (Южный Гиссар), где, по данным Т. А. Карасевой (1970), наблюдается

Таблица 88

Численные значения парных выборочных коэффициентов корреляции между петрогенными окислами биотитов и вмещающих пород

Окислы в биотите	Окислы в породе								
	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
SiO_2	−0,25	−0,11	+0,02	−0,28	−0,15	−0,43	−0,2	+0,14	+0,2
TiO_2	−0,02	−0,39	+0,2	−0,12	−0,11	−0,26	−0,18	−0,01	+0,23
Al_2O_3	−0,32	**+0,51**	−0,1	+0,32	−0,01	**+0,66**	+0,44	−0,09	−0,32
Fe_2O_3	**+0,6**	−0,17	−0,44	−0,26	**−0,65**	−0,24	−0,31	**+0,64**	+0,65
FeO	+0,22	−0,32	−0,11	−0,12	−0,16	**−0,46**	−0,39	+0,05	+0,21
MgO	**−0,53**	**+0,46**	+0,07	+0,43	+0,30	**−0,71**	**+0,62**	−0,17	−0,25
CaO	+0,21	−0,03	−0,2	+0,19	−0,43	+0,19	−0,1	−0,45	+0,4
Na_2O	+0,29	−0,29	+0,32	−0,09	+0,12	−0,36	−0,15	+0,28	−0,12
K_2O	+0,21	−0,02	+0,2	−0,27	−0,19	−0,23	−0,09	+0,26	−0,1

Примечание. $r_{5\%} = 0{,}46$. Выделенные цифры — значимые величины коэффициентов корреляции.

уменьшение общей железистости биотитов от 61,7—71,9% в первой фазе до 53,4—58% — во второй.

Вывод об обратных соотношениях между валовым содержанием железа (кларками) в породе и железистостью темноцветных минералов был сделан в работах В. В. Ляховича (1965) и И. Х. Хамрабаева (1969). Несколько конкретизируя это положение на примере описываемых гранитоидов интрузий, можно говорить об обратном влиянии на железистость биотитов лишь содержания закиси железа в материнских породах. Характер зависимости общей железистости слюд от их состава приведен ниже.

Окислы	*Выборочный коэффициент корреляции*
SiO_2	0,02
TiO_2	**+0,14**
Al_2O	−0,23
Mn	+0,22
CaO	−0,10
$Na_2O + K_2O$	+0,37

Примечание. $r_{5\%} = 0{,}33$.

Рассмотрение этих данных позволяет выявить прямую связь общей железистости с концентрацией в биотитах щелочей[1], что является след-

[1] Наиболее сильная связь устанавливается для парагенезиса биотит + амфибол + полевой шпат.

ствием прямой корреляции между содержанием FeO и K_2O (Хамрабаев, 1969, Таусон, 1964). Остальные окислы слюд существенно не влияют на общую железистость[1].

Характер зависимости между общей железистостью, магнезиальностью, титанистостью и щелочностью слюд из гранитоидов Узбекистана приводится ниже.

Параметры химизма слюд	*Титанистость*	*Щелочность*
Общая железистость	+0,55	+0,37
Магнезиальность	−0,69	−0,06
Титанистость	—	+0,20

Примечание. $r_{5\%} = 0{,}334$.

Парагенезис биотитов в гранитоидах Узбекистана существенно влияет на железистость слюд. Для абиссальных гранитоидов (Среднеуруклинский и Бахчинский интрузивы в Гиссаре, Бештор-Тундукский массив в Чаткальских горах) характерен парагенезис безводных минералов (кордиерит, андалузит, силлиманит, магнезиальный гранат) с магнезиальным биотитом. В мезоабиссальных гранитоидах биотит присутствует иногда совместно с амфиболом, железистым и марганцовистым гранатом, в поздних фазах нередок мусковит.

Для преобладающего в мезоабиссальных гранитоидах парагенезиса Bi+Fsp+Mt решающее воздействие на общую железистость оказывает температура. Для ассоциации Bi+Hb+Fsp (Pl), наблюдаемой в Тамдынском и Кошрабадском массивах, высокая железистость низкотемпературных слюд обусловлена, в первую очередь, присутствием роговой обманки и крайне низким содержанием магнетита. В мезоабиссальных гранитоидах юго-западных отрогов Чаткальского хребта общая железистость биотита (в парагенезисе с амфиболом) резко занижена вследствие присутствия значительного количества магнетита в породах (1,4—4,4%), фиксирующего основную массу железа (Хамрабаев, 1969; Штейнберг, Ферштатер и др., 1968). Это является, по мнению Д. С. Штейнберга и др. (1968), основной причиной относительно низкой железистости гипабиссальных гранитоидов Урала. Увеличение химического потенциала кислорода на малых глубинах приводит к переходу закисного железа в окисное, при этом возрастает активность Ca и Mg с расширением поля устойчивости амфибола и моноклинного пироксена. Безводные темноцветные минералы в ассоциации с биотитом для интрузий малых глубин, как правило, не характерны. Редко присутствует гранат — железистый альмандин или спессартин-альмандин.

В отличие от общей железистости коэффициент окисленности железа $\left(F_{Bi} = \frac{Fe_2O_3}{FeO} \times 100,\ \text{мол. \%}\right)$ в биотитах из гранитоидов Узбекистана не зависит ни от температуры кристаллизации слюд ($r = +0{,}16$, $r_{5\%} = \pm 0{,}33$), ни от глубины становления гранитоидов ($r = +0{,}17$, $r_{5\%} = +0{,}33$).

Отмечается отчетливая обратная связь (с коэффициентом корреляции $r = -0{,}67$, при $r_{5\%} = \pm 0{,}33$) между F_{Bi} и щелочностью $\left(\frac{Na_2O + K_2O}{Al_2O_3} : 100,\ \text{мол. \%}\right)$ биотитов и прямая — с щелочностью слюдусодержащих пород ($r = +0{,}65$, $r_{5\%} = \pm 0{,}46$).

Параллельно с изучением химизма слюд сделана попытка установить зависимость вещественного состава биотитов от их светопреломл-

[1] На обратную связь между железистостью и магнезиальностью слюд Узбекистана указывал ранее И. Х. Хамрабаев (1969).

ления. В. С. Соболев (1950) показал, что содержание железистого компонента в сложных изоморфных рядах железомагнезиальных силикатов из высокотемпературных, перенасыщенных SiO_2 парагенезисов, прямо зависит от показателей светопреломления.

Установлено, что повышение содержания в слюдах Si, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Ti обусловливает рост показателей преломления биотита (Соболев, 1950; Белянкина, 1965; Щербаков, 1967; Кориковский, 1965; Хмарук, 1966; Островский и Петров, 1941; Кунитц, 1924; Холл, 1941 и др.). Так, замена MgO на FeO вызывает повышение светопреломления биотита на 0,0025 на 1% FeO (Соболев, 1950), а рост содержания TiO_2 на на 0,006—0,01 на 1% (Хмарук, 1964; Коваленко, Кошаев, Знаменский, Журавлев, 1968; Кунитц, 1936; Соболев, 1949).

Обратное воздействие на светопреломление биотита оказывают повышенные концентрации в слюдах Mg, Al и летучих F, Li (Кунитц, 1924; Дудек, 1954; Потапьев, 1964; Никитина, 1963; Соболев, 1950).

Таким образом, для определения железистости слюд по показателю преломления в районах с неизученными зависимостями светопреломления биотитов от их состава необходимо построить новые диаграммы. Такая диаграмма построена нами для биотитов из вышеперечисленных гранитоидных массивов Узбекистана. Установлен значимый характер связи Ng с концентрациями Mg, FeO и Al_2O_3:

Окислы	*Выборочный парный коэффициент корреляции*
SiO_2	+0,28
TiO_2	+0,53
Al_2O_3	−0,81
Fe_2O_3	+0,25
FeO	+0,62
MnO	−0,09
MgO	−0,78
CaO	−0,024
Na_2O	+0,32
K_2O	+0,02

Примечание. $r_{5\%} = \pm 0{,}34$.

На основании вышеприведенных данных можно рассчитать уравнения регрессии следующего вида: $TiO_2 = 28{,}86\ Ng = 42{,}31$ (точность содержания TiO_2 при 95% зоне значимости $\rho = \pm 0{,}95\%$); $MgO = 328{,}27 - 195{,}55\ Ng$ ($\rho_{95\%} = \pm 2{,}52\%$, MgO); $FeO = 371{,}43$, $Ng - 597{,}62$ ($\rho_{95\%} = \pm 4{,}21\%$ FeO); $Al_2O_3 = 349{,}2 - 200\ Ng$ ($\rho_{95\%} = \pm 3{,}50\%$, Al_2O_3).

Состав биотитов в рассмотренном случае связан с их показателем преломления (Ng) главным образом через концентрацию Al_2O_3, MgO, FeO и TiO_2, тогда как содержание SiO_2, Fe_2O_3*, MnO, CaO, Na_2O, K_2O и H_2O практически не оказывает влияния на светопреломление.

На диаграмме «Ng — общая железистость биотитов» для гранитоидных интрузий Узбекистана (рис. 47) график практически совпадает с прямой, полученной В. С. Соболевым для определения общей железистости биотитов из гранитов по показателю преломления.

Для определения железистости биотитов из вышеописанных гранитоидов Узбекистана по показателю преломления Ng с применением метода наименьших квадратов вычислены линейные уравнения регрессии: $f^1 = (862{,}58\ Ng - 1368{,}63) \pm 5\%$ (95%-ная зона значимости); $Ng = (0{,}00116\ f^1 - 1{,}5867) \pm 0{,}005$ (95%-ная зона значимости).

---

* В отношении Fe_2O_3 имеется и противоположное мнение (Вистелиус, 1967; Калинин, Голдин, 1969).

Завышенные (по сравнению с графиком В. С. Соболева) показатели преломления биотитов из гранитоидов Туполангского интрузива объясняются (Карасева, 1970) высоким (3—4%) содержанием титана и небольшим количеством фтора (0,1—0,4%) в слюдах.

Для установления геохимической специализации и металлоносности интрузивных комплексов одним из наиболее интересных и информативных объектов исследования является биотит, характеризующийся большим количеством содержащихся в нем редких элементов. Учитывая это, авторы попытались обобщить данные по особенностям распределения элементов-примесей в биотитах из гранитоидов УзССР.

Таблица 89

Изменение содержаний малых элементов в биотитах различных гранитоидных формаций Узбекистана, *г/т*

Подзона	Li	Rb	Cs	Zn	Nb	Ti	F	Cu	Pb
Чаткальская	20—250	200—715	75—100	145—380	428—200	10736—21500	4350—4700	24,8—6,5	950—35
Кураминская	150—750	388—1325	15,1—62,5	250—380	70—200	1266—17000	1266—1455	130—100	50—30
Южный Гиссар	49—1400	405—880	10—57	—	—	—	1500—4700	—	—

Примечание. В каждой графе первая цифра соответствует наиболее раннему комплексу, а вторая—наиболее позднему.

От более древних магматических комплексов к молодым наблюдается закономерный рост в биотитах содержания лития, рубидия, цезия, таллия, цинка, вольфрама, ниобия, тантала, галлия, германия, титана, фтора и уменьшение концентрации меди, свинца, олова, ванадия (табл. 89). Вероятно также повышение в биотитах глубинных интрузий содержаний циркония, золота и уменьшение концентраций бора, урана и тория.

При сопоставлении одних и тех же комплексов по разным регионам также устанавливаются определенные отличия. Так, биотиты из пермокарбоновых гранитоидов Западного Узбекистана существенно обогащены рубидием, цезием, таллием, цинком, оловом, ниобием, танталом, германием, титаном, слюдой, из аналогичного ряда формаций Чаткала — свинцом, бором, Курамы — медью, цинком, ванадием, Гиссара — литием, скандием. В Чаткальской подзоне по сравнению с Курамой биотиты из пермо-триасовых интрузий характеризуются повышенными содержаниями цезия, галлия, ванадия, титана, фтора и пониженными — лития, рубидия, скандия. Намечается и «сквозная» геохимическая специализация биотитов отдельных регионов: в Чаткале — на свинец, галлий, в Кураме — на медь, иттрий (?), в Западном Узбекистане — на рубидий, таллий, бериллий, олово, тантал, в Гиссарском регионе — на литий, скандий, олово и тантал.

Намечается рост железистости, титанистости и уменьшение магнезиальности биотитов во времени в связи с увеличением степени консолидации структур регионов. Наибольшими величинами общей железистости, титанистости и щелочности характеризуются биотиты из гранитоидов Западного Узбекистана и Гиссара, а максимальной магнезиальностью — слюды Чаткало-Курамы.

С ростом величин общей железистости, титанистости, щелочности (уменьшением магнезиальности) в биотитах повышается концентрация

Характеристика распределения элементов-примесей в слюдах из некоторых

Регион	Этап тектоно-магматического цикла	Магматический комплекс	Ряд магматических формаций	Фация глубинности	Характерный интрузив
Чаткальский	Активизации	Пермо-триасовый	Гранит-аляскитовый	Мезоабиссальная (менее глубинная субфация)	Майдантальский, Саргардонский, Арашанский, Алмасайский, Чепташский и др.
	Средний (инверсионный, батолитовый)	Средне-верхнекарбоновый	Диорит-гранодиорит-гранитовый	То же	Карааарчинский, Сусингенский, Шайданский, Акбулакский, Чимганский, Кошмансайский, и др.
	Ранний (доинверсионный)	Условно рифейский	Диорит-плагиогранитовый	Абиссальная	Бештор-Тундукский, Верхнекоксуйский, Чакмакский
Кураминский	Активизации	Пермо-триасовый	Гранит-граносиенитовый	Гипабиссальная и субвулканическая	Чаркассарский, Бабайтагский, Чилтенский и др.
	Поздний (послеинверсионный)	Пермский	Гранит-гранодиорит-гранит-порфировый	Гипабиссальная	Малые интрузии северного склона Кураминского хребта, Бабайтагский интрузив и др.
	Средний (инверсионный)	Средне-верхнекарбоновый	Диорит-гранодиорит-гранитовый	Мезоабиссальная (менее глубинная субфация)	Кураминский, Верхнешаваский, Акчинский, Карабашский и др.
Западный Узбекистан	Средний (инверсионный)	Пермо-карбоновый	Гранит-аляскитовый, диорит-гранодиоритовый	То же	Актауский, Кошрабадский, Акчопский, Устукский, Темиркобукский, Кынгырский, Таушанский, Тозбулакский и др.

гранитоидных формаций Узбекистана и сопредельных территорий

Общая железистость (f^1), титанистость (t^1), магнезиальность (m^1), щелочность (мол. %, ε)	Тип слюд	Среднее содержание элементов-примесей в слюдах, г/т	Характер геохимической специализации комплексов
$f^1 = 45-54$, $t^1 = 2,7-6,34$, $m^1 = 46-55$, $\varepsilon = 0,17-0,51$	Истонит-сидерофиллитовый	Li=250, Rb—715, Cs—100, Tl—9,9, Sc—11,5, Zn—380, Be—11, Pb—35, Nb—200, Ta—3, Ga—45, Ge—3,5, Sn—16,5 Mo—1, W—3,4, Ti—1, 2900, Cu—6,3, F—4700	F, W, Nb, Be
$f^1 = 47-52$, $t^1 = 4,15-5,95$, $m^1 = 48-53$, $\varepsilon = 0,21-0,38$	То же	Li—64, Rb—350, Cs—27, Tl—3,3, Ga—23, Ge—25, Be—6,5, Sn—20, Nb—43, Ta—1,6, Sc—86, Mo—3, W—2,3, Ti—6432, Cu—25, Pl—950, Zn—145, 7—4350, B—500	Fe, B, Mo, Bi, As, Zn, Cu (Pb, Au)
$f^1 = 30-37$, $m^1 = 63-70$	Железистый флогопит	Li—250, Rb—200, Cs—7,5, Sc—19	B, Au, Mo
$f^1 = 45-85$, среднее 60,7, $t^1 = 6-7$ $m^1 = 1[illegible]-55$, $\varepsilon = 0,4-0,5$	Промежуточный между флогопитом и истонит-сидерофиллитом	Li—750, Rb—1325, Cs—62,5, Ga—16, Be—11, Nb—200, Sc—15, Ti—10200, Zn—300, F—8700	F, U, Mo, Sn(?), Pb, Zn, Rb, Th (Be)
$f^1 = 56-68$, $m^1 = 32-44$	Истонит-сидерофиллитовый	Li—370, Rb—1500, Cs—36, Be—6, Sc—40, Ti—7200, Ca—75, Cu—100, Pb—30, Zn—300	Cu, Pb, Zn, Au, Mo
$f^1 = 40-54$, среднее 49,2 $t^1 = 2,6-6,72$, $m^1 = 46-60$, $\varepsilon = 0,3-0,5$	То же	Li—150, Rb—388, Cs—15, Ge—11, Sn—18, Nb—80, Ta—30, Se—10, Mo—3, W—1,9, Ti—12240, Cu—150, Pb—40, Zn—250	Fe, Cu, Au(Mo)
$f^1 = \frac{42,6-88,0}{65,2}$, $t^1 = \frac{4,35-8,45}{6,57}$, $m^1 = \frac{12,0-53,0}{34,8}$, $\varepsilon = \frac{0,28-0,74}{0,46}$	Аннит-флогопитовый	Li—173, Rb—1200, Cs—66, Tl—0,8, Ga—10, Ge—4, Be—10, Sn—23, Nb—145, Ta—33, U—10, Th—97, Se—30, Mo—3,2, Pl—226, Ti—22800, Cu—54, Zn—37, F—1300, B—100, Au—0,035	W, Mo, Pb (Au), (Ti)

Регион	Этап тектоно-магматического цикла	Магматический комплекс	Ряд магматических формаций	Фация глубинности	Характерный интрузив
Западный Узбекистан	Средний (инверсионный)	Пермо-карбоновый	Гранат-аляскитовый, диорит-гранодиоритовый	Мезоабиссальная (более глубинная субфация)	Каратюбинский, Лолабулакский, Кетменчинский, Зирабулакский и др.
Южный Узбекистан	Поздний (послеинверсионный)	Нижнепермский	Гранитовый	Гипабиссальная	Южно-Варзобский, Рамитский и др.
	Средний (инверсионный)	Средне-верхнекарбоновый	Диорит-гранодиорит-гранитовый	Абиссальная (менее глубинная субфация)	Гиссарский батолит, Шатрутский, Туполангский, Северо-Варзобский и др.
		Условно рифейский	Высокоглиноземистых гранитов	Абиссальная	Среднеуруклинский массив и др.

Примечание. Среднее содержание элементов-примесей приведено по матери (1968), О. Кушмурадова (1967), З. А. Юдалевича (1966) и др.

$$f^1 = \frac{Fe_2O_3 + FeO}{Fe_2O_3 + FeO + MgO} \cdot 100 \text{ (мол. \%)},$$

$$t^1 = \frac{TiO_2}{Fe_2O_3 + FeO + MgO + MnO + TiO_2} \cdot 100 \text{ (мол \%)},$$

Продолжение таблицы 90

Общая железистость (f^1), титанистость (t^1), магнезиальность (m^1), щелочность (мол. %, ε)	Тип слюд	Среднее содержание элементов-примесей в слюдах, $г/т$	Характер геохимической специализации комплексов
$f^1 = \frac{49,0-60,0}{54,6}$, $t^1 = \frac{6,27-7,89}{7,14}$, $m^1 = \frac{40,0-50,0}{44,4}$, $\varepsilon = \frac{0,38-1,01}{0,51}$	Аннит-флогопитовый	Li—2215, Rb—1378, Cs—573, Be—25, Sn—60, Nb—300, Ti—17890, Cu—10	W, Sn, B, Be, Li, Nb, Ti (An)
f^1=78—95, m^1=5—22	Истонит-сидерофиллитовый	Li—1400, Rb—880, Cs—58, Sn—83, Nb—200, Ta—20, F—4700, U—10	Pb, Zn, Sn, F, Nb, Li, Cs, Th, (W), (Mo)
$f^1 = \frac{47,0-81,0}{62,7}$, $t^1 = \frac{3,82-13,2}{8,43}$, $m^1 = \frac{19-53,0}{37,3}$, $\varepsilon = \frac{0,15-0,64}{0,48}$	То же	Li—400, Rb—420, Cs—18, Sn—21, Sc—52, Nb—70, Ta—20, F—2740, U—9, Ti—19000	Pb, W, Sn, Fe, Sc, Sr, (Zn), (Mo), (Cu)
$f^1 = \frac{54,0-67,0}{61,4}$, $t^1 = \frac{6,58-8,34}{7,34}$, $m^1 = \frac{33,0-46,0}{38,6}$, $\varepsilon = \frac{0,4-0,48}{0,49}$	„	Li—49, Rb—405, Cs—10, Sc—136, F—1500, Ti—18000	Be, B, Zn, Pb, (Sn)

алам авторов, а также заимствовано у В. Е. Головина (1968), В. В. Козырева и др.

$$m^1 = \frac{MgO}{Fe_2O_3 + FeO + MgO} \cdot 100 \text{ (мол. \%)},$$

$$\varepsilon = \frac{Na_2O + K_2O}{Al_2O_3}.$$

лития, рубидия, цезия, таллия, ниобия, тантала, германия, олова и уменьшается содержание меди, свинца, скандия.

Присутствие повышенных количеств кальция в слюдах обратно влияет на концентрацию меди и бора. Одним из наиболее существенных факторов геохимической специализации интрузивных комплексов является их фациальность.

С ростом глубинности и содержания летучих (H_2O и др.) в биотитах увеличивается концентрация олова и уменьшается количество редких щелочных металлов и германия. Высокие концентрации редких щелочей в слюдах являются, как отмечалось ранее И. Х. Хамрабаевым (1969), показателем геохимической специализации одновременно и на редкие металлы (W, Be, Nb и Ta). Увеличение температуры прямо влияет на концентрацию в биотитах лития и обратно — скандия.

Показателем специализации магматических комплексов гранитоидов Узбекистана служат следующие концентрации (*г/т*) элементов-примесей в биотитах.

Элемент	*Рудоносные комплексы*	*Нерудоносные комплексы*
Rb	1300 и более	400—500
Cs	7	20—100
Cu	100 - 150	20—30
Mo	3,1 и более	1
W	3,35	2,3
Be	11 и более	6
Sn	60—80	16—23
Nb	200—300	40—150
Ta	?	До 23
F	Более 4700	1300—4350

Геохимической специализации биотитов на цинк и свинец не отмечается.

Остановимся на распределении элементов-примесей в биотитах (средние цифры из 42 интрузивов) разного состава (табл. 90). В ряду диорит-кварцевый диорит-гранодиорит-гранит-аляскит наблюдается рост содержания в биотитах рубидия, лития, цезия, цинка, меди, ниобия, титана и уменьшение концентраций свинца, бериллия, галлия. Отмеченная закономерность находится в прямой связи с составом слюдусодержащих пород, а также с геохимическими особенностями вышеперечисленных элементов.

Роговая обманка из гранитоидных формаций Узбекистана является существенной составной частью гранитоидных интрузий Узбекистана. Несмотря на широкое распространение, петрогенетическая роль этого важного породообразующего минерала во многом еще не ясна.

В настоящем разделе приводится характеристика вещественного состава роговых обманок из интрузивов пермо-карбонового гранитоидного ряда формаций, доминирующего в Узбекистане, по данным химических анализов. В Кураминской структурно-формационной подзоне изучены роговые обманки из Акчинского, Шавасского, Западно-Карамазарского интрузивов, в Западном Узбекистане — из Актауского, Тозбулакского, Кыгырского, Таушанского, Кошрабадского массивов, в Гиссарском регионе — из Гиссарского батолита и абиссального Уруклинского интрузива. По роговым обманкам из гипабиссальных интрузий формации диорит-гранодиорит-порфиров аналогичного материала еще недостаточно. Исключение составляет Алмалыкский сиенито-диоритовый массив в Алмалыкском районе. Данные по общей железистости амфиболов базируются здесь на измерениях их светопреломления.

Вещественный состав вышеперечисленных интрузий изучен довольно подробно (Петрография УзССР, кн. 2, 1964).

Роговая обманка присутствует обычно в породах начальных фаз (диориты, кварцевые диориты, гранодиориты), ассоциируя с биотитом, иногда с моноклинным пироксеном. Наиболее часто встречаются призматические, пластинчатые и короткостолбчатые индивиды размером 0,5—3 *мм* с хорошо развитыми плоскостями {110}, {010}, {011}, нередки и ромбовидные срезы. Плеохроизм отчетливый: Ng — оливково-зеленый, редко с коричневатым оттенком, Nm — зеленый, желтовато-зеленый; Np — светло-желто-зеленый. Схема адсорбции: $Ng \geqslant Nm > Np$. Показате-

Таблица 91

Содержание некоторых элементов-примесей в биотитах из гранитоидов Узбекистана

Элементы-примеси	Li	Rb	Cs	Cu	Zn	Ti	Nb	Ta	Sc	Be	Sn	F
Диориты, кварцевые диориты	100	315	—	—	150	4000	—	—	15	10	—	400
Гранодиориты	236	660	36	90	232	14030	66	7,7	21	6,6	20	3540
Граниты	436	922	51,6	63	380	15035	191	8,8	19	11	42	3788
Аляскиты	1000	1890	77	—	—	20000	199	6,7	21	—	—	

ли преломления: Ng = 1,670—1,695, Nm = 1,663—1,687, Np = 1,650—1,670, Ng—Np = 0,02, $c : Ng = 17—27°$, $-2V$ варьирует от 70 до 87°. Характерными включениями в роговых обманках являются зерна магнетита, апатита, сфена, циркона, редко ортита, монацита, ксенотима. Амфиболы часто замещаются пеннином, эпидотом, карбонатом, лейкоксеном и гидроокислами железа.

Для характеристики вещественного состава амфиболов использовано 22 химических анализа (Гранитоидные формации Узбекистана, 1970), выполненные в лаборатории ИГиГ АН УзССР[1] (аналитики Е. Ф. Касьянова, Т. И. Суконкина, А. Н. Хан). Рассматриваемые амфиболы могут быть отнесены к богатой железом обыкновенной (зеленой) роговой обманке (Трегер, 1968).

Статистическая обработка исходных данных позволила установить основные параметры распределения окислов в роговых обманках из гранитоидов Узбекистана (табл. 92).

По сравнению со средним составом роговых обманок из аналогичных пород (Чирвинский, 1953; Кунитц, 1924), рассматриваемые амфиболы обогащены Ti, Fe^{2+}, Mn, K и обеднены Mg, Ca и Na. При определении температур сокристаллизации пары амфибол-плагиоклаз (Перчук, 1967) можно выделить 2 группы роговых обманок: более высокотемпературную (700—800°) — из гранитоидов Кураминской подзоны и менее высокотемпературную (600—700°) — из интрузий Западного Узбекистана и Юго-Западного Гиссара. Корреляционным анализом выявляется прямая связь между температурой кристаллизации и содержанием в роговых обманках SiO_2 ($r = \pm 0{,}42$), CaO ($r = +0{,}41$) и обратная — Na_2O ($r = -0{,}53$, при $r_{5\%} = 0{,}40$). Общая железистость роговых

[1] Исключение составляют анализы роговых обманок из пород Гиссарского батолита (Баратов, 1967).

обманок ($f' = \frac{Fe_2O_3 + FeO}{Fe_2O_3 + FeO + MgO} \cdot 100$, мол. %) не зависит от температуры кристаллизации ($r = +0{,}15$). Отмечается слабая связь между химическим составом роговых обманок и глубиной становления содержащих их гранитоидов ($r_{5\%} = 0{,}40$).

Петрогенные окислы	*Выборочный коэффициент корреляции*
SiO_2	−0,12
TiO_2	−0,20
Al_2O_3	+0,38
Fe_2O_3	−0,06
FeO	+0,07
MnO	+0,12
MgO	−0,11
CaO	−0,22
Na_2O	+0,34
K_2O	+0,11

Независимость химического состава роговых обманок от глубинности гипабиссальных интрузий, по нашему мнению, объясняется интрател-

Таблица 92

Статистические параметры распределения петрогенных окислов амфиболов из гранитоидов УзССР ($n = 22$ анализа)[1]

Окислы	$\bar{X}$	$\pm \lambda_{5\%}$	S^2	Закон распределения
SiO_2	44,72	6,25	5,0	Нормальный
TiO_2	1,48	0,33	0,053	Логнормальный
Al_2O_3	9,84	1,83	19,15	Нормальный
Fe_2O_3	3,89	0,79	3,58	То же
FeO	12,42	1,41	11,2	„
MnO	0,3	0,08	0,04	„
MgO	11,89	2,58	37,84	„
Na_2O	1,10	0,27	0,41	„
K_2O	0,90	0,27	0,72	„
CaO	10,33	1,51	13,00	„

[1] Приводимые данные статистики в основном характеризуют амфиболы из пермо-карбонового ряда гранитоидных формаций республики.

лурическим происхождением амфиболов, кристаллизовавшихся на значительной глубине. Для гипабиссальных интрузий Кураминского хребта это установлено нами ранее (Айзенштат, 1967). Как показали последние эксперименты Н. И. Хитарова, Л. Б. Нагапетляна и Е. Б. Лебедева (1969), минимальные значения P_{H_2O}, когда в расплаве сиенитов может происходить кристаллизация амфиболов, лежит в пределах 1000—3000 *кг/см*^{2}, т. е. на глубине около 4—12 *км*.

Наиболее существенной чертой химизма роговых обманок, отражающей генетическую сторону их формирования, является общая железистость. Она тесно связана с химизмом вмещающих пород. Между повышенными кларками железа и железистостью темноцветных минералов в гранитоидах Узбекистана установлены полярные соотношения, а с щелочностью материнских пород — прямая зависимость (Хамрабаев, 1969).

Отмечается связь и с термодинамическими условиями образования гранитоидов. От более глубинных фаций магматических пород к менее глубинным общая железистость роговых обманок убывает за счет воз-

Таблица 93

Зависимость между глубинностью интрузий и железистостью роговых обманок из различных районов СССР

Фация глубинности	Район, интрузив, комплекс	Порода	Общая железистость роговых обманок, мол.%	Автор
Абиссальная	Кольский п-ов, Вичанский массив (Сев. Карелия)	Чарнокит	37—52	Л. П. Бондаренко и др. (1968)
		То же	70—80	В. И. Шемякин (1966)
	Осницкий комплекс Украинского кристаллического массива	Граниты	40,3	О. И. Матковский (1960)
		Рапакиви	93,7	
	Ботогольский в В. Саянах	Нефелиновые сиениты	95,0	В. П. Костюк, Т. Ю. Базарова (1966)
	Гранитоиды среднего течения р. Колымы	Граниты, плагиограниты	39,5	М. Л. Гельман (1963)
Среднее			64,0	
Мезоабиссальная	Гранитоиды Юго-Востока СССР	Гранодиориты, кварцевые диориты	35—52	А. Л. Шилин, О. Н. Волынец (1968)
	Джумгальский плутон (Киргизия)	Граниты	50—60	Ю. Н. Кочкин, И. В. Носырев (1961)
Среднее			49,5	
Гипабиссальная	Малые интрузии (Центральная Камчатка)	Кварцевые габбро-диориты, гранодиориты, граниты, гранит-порфиры	37—40 39—42 41—59	О. Н. Волынец, А. В. Колосков, Г. В. Флеров (1967)
	Магнитогорские интрузии (Урал)	Граносиенит-порфиры, гранодиорит-порфиры	45	Г. Б. Ферштатер (1966)
	Малые интрузии западной части Станового хребта	Диоритовые порфириты, лампрофиры, гранодиорит-порфиры	44—53 49 44	Е. П. Гуров, Е. П. Гурова (1966)
Среднее			43	
Субвулканическая	Малые интрузии Северо-Востока	Плагиоклазовые порфириты, кварцевые диоритовые порфиры, диориты	26—38 44—53 54	А. Л. Шилин, О. Н. Волынец (1968)
Среднее			49,5	

растания количества Mg (Штейнберг, Ферштатер, Фоминых, 1968; Хамрабаев, 1969). Данные многих исследователей (табл. 93) подтверждают в целом существование такой зависимости.

Соответствующий коэффициент корреляции $r = +0{,}33$, при $r_{5\%} = -0{,}48$. Также незначителен коэффициент корреляции между общей железистостью и температурой кристаллизации амфиболов: $r = -0{,}15$.

Общая железистость роговых обманок связана с минеральным парагенезисом. Повышенные концентрации магнетита в породе, как правило, сопровождаются уменьшением общей железистости амфибола, так как

Таблица 94

Общая железистость роговых обманок и содержание магнетитов в некоторых гранитоидных массивах Узбекистана

Интрузив	Состав пород	Общая железистость роговой обманки, мол.%	Содержание магнетита в породах, г/т	Автор
Акчинский	Гранодиориты	47,1	21500	К. У. Урунбаев (1966)
	То же	40,0	22600	То же
Алмалыкский	Сиенито-диориты	46	12111	В. В. Козырев и др. (1968)
Западно-Карамазарский	Гранодиориты	41	до 10000	Те же
Шавасский	Габбро	36,5	40000	К. У. Урунбаев (1966)
Малые интрузии северного склона Кураминского хребта	Граносиенит-порфиры,	36	3473	В. И. Айзенштат (1967), В. В. Козырев и др. (1968)
	адамеллит-порфиры,	41	2329	
	гранодиорит-порфиры,	36	4455	
	кварцевые диорит-порфиры	38	10836	
Куюндинский	Порфировидные гранодиориты	45	9600	То же
Актауский	Кварцевые диориты	56,4	934	П. Т. Азимов (1967)
	Гранодиориты	52,6	27	
	То же	52,7	322	
	"	51,4	3	
	Биотитовые граниты	32,3	1565	
Тамдынский	Гранодиориты	53	4—60	То же
Таушанский	Граниты	45	0	"

основная часть железа связывается с магнетитом (Хамрабаев, 1969; Штейнберг и др., 1968). Отмеченная зависимость для гранитоидов Узбекистана не является четкой, а в ряде массивов (Актау и др.) не устанавливается совсем (табл. 94, 95).

Для выявления сил и характера связи между химическим составом роговых обманок и содержащих их гранитоидов Узбекистана рассчитывались парные коэффициенты корреляции (табл. 96). Как видно из таблицы, изменение состава среды влияет на содержание в роговых обманках SiO_2, TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, FeO, MgO и щелочей. При этом железистость амфиболов возрастает с ростом в материнских породах концентраций Al_2O_3 и CaO (за счет уменьшения количества MgO в роговых обманках) и уменьшается — с повышением в породах содержания Na_2O (благодаря снижению содержания FeO в амфиболах). С другой стороны, с повышением содержания магния и железа в породе кристаллизуются менее щелочные роговые обманки. Не устанавливается полярных соотношений между концентрациями окислов железа в породах и общей

железистостью в роговых обманках ($r_{f''-FeO} = +0{,}21$, $r_{f''-Fe_2O_3} = +0{,}11$, $r_{5\%} = 0{,}40$). Прямые соотношения отмечаются между содержанием Na_2O в материнских породах и концентрацией K_2O в роговых обманках.

Таблица 95

Соотношение железистости роговых обманок и фациальной принадлежности гранитоидов различного состава в УзССР

Порода	Абиссалльная фация	Мезоабиссальная фация	Гипабиссальная фация	Субвулканическая фация	Эффузивная фация
Диориты	—	35—57 / 47	40—58 / 52	—	—
Гранодиориты	—	41—68 / 53	35—53 / 47	—	—
Граниты	27—36 / 29	32—58 / 45	40—55 / 42	38—42 / 41	32—48

Сложный характер воздействия химизма вмещающей среды на железистость амфиболов не дает в результате направленного изменения величины f'' от породы ранних (более основных) фаз к поздним (более кислым). Общая железистость для диоритов составляет 41—58%, для

Таблица 96

Корреляция петрогенных окислов роговых обманок и содержащих их пород

Амфиболы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
SiO_2	−0,08	−0,13	+0,04	+0,33	+0,12	+0,42	+0,15	−0,09	−0,22
TiO_2	+0,16	−0,32	−0,01	−0,12	+0,04	−0,43	+0,39	−0,2	−0,35
Al_2O_3	+0,34	+0,37	+0,37	−0,32	−0,07	−0,66	−0,12	−0,01	−0,36
Fe_2O_3	−0,19	−0,06	+0,02	−0,18	+0,04	+0,22	+0,36	+0,24	+0,25
FeO	+0,14	−0,11	+0,12	+0,19	+0,13	−0,01	+0,32	−0,40	−0,19
MgO	+0,34	+0,03	−0,40	−0,32	−0,33	−0,05	−0,52	+0,28	+0,29
CaO	−0,20	−0,04	−0,34	+0,37	0	+0,38	−0,21	−0,27	+0,06
Na_2O	+0,51	+0,28	+0,11	−0,57	−0,12	−0,46	−0,31	+0,26	+0,25
K_2O	+0,13	+0,07	−0,03	−0,13	−0,04	−0,28	+0,07	+0,41	−0,10

Примечание. $r_{5\%} = \pm 0{,}40$

гранодиоритов — 35—68%, для гранитов — 32—58%. В отмеченном ряду пород лишь для Актауского интрузива наблюдаются некоторые изменения общей железистости амфиболов — 57—32,3%.

Состав роговых обманок Западного Узбекистана, Чаткало-Кураминского и Гиссарского регионов различается, что обусловлено петрохимическими особенностями гранитоидных пород.

Отмечается обогащение роговых обманок из мезоабиссальных интрузий Западного Узбекистана TiO_2, K_2O, а также повышение общей железистости (табл. 97). В амфиболах Кураминского региона наблюдаются низкая железистость и повышение содержания Fe_2O_3 (высокое F_{Amf}), MgO, CaO.

Для роговых обманок Гиссара характерны высокие концентрации Al_2O_3 и Na_2O. Различия в общей железистости роговых обманок разных

регионов УзССР, связанные с химизмом гранитоидных пород, установлены ранее И. Х. Хамрабаевым (1969).

Таблица 97

Среднее содержание петрогенных окислов в амфиболах из мезоабиссальных интрузий диоритов, гранодиоритов и гранитов различных регионов Узбекистана

Регион	Порода	Содержание петрогенных окислов, %										
		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	$f'_{Amf} = \frac{Fe_2O_3+FeO}{Fe_2O_3+FeO+MgO}$	$f_{Amf} = \frac{Fe_2O_3}{FeO}$
Чаткало-Курама	Гранодиориты	44,78	0,73	7,74	4,86	12,21	12,15	13,62	1,08	0,50	48,5	0,40
Западный Узбекистан	Диориты	46,45	1,29	8,41	4,05	13,42	10,69	11,53	0,67	0,67	47,3	0,29
	Гранодиориты	41,80	2,39	8,42	3,24	16,68	10,62	6,20	1,56	2 27	60,0	0,21
	Граниты	44,92	2,70	8,03	3,80	11,4	16,76	9,20	1,27	1,77	38,6	0,35
Гиссар	Граниты	42,57	1,57	12,56	3,93	16,32	8,15	9,58	1,69	1,58	58,0	0,24

Корреляцией петрогенных окислов в роговых обманках из гранитоидов мезоабиссальной фации Узбекистана (табл. 98) выявляется ряд

Таблица 98

Корреляция петрогенных окислов в амфиболах из гранитоидов Уруклинского интрузива (абиссальная фация Юго-Западного Гиссара)[1] ($r_{5\%} = \pm 0{,}75$)

Окислы в породе	Окислы в минерале							
	TiO_2	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
SiO_2	−0,314	**−0,86**	**+0,14**	−0,60	+0,657	−0,60	+0,60	+0,375
TiO_2		+0,49	+0,54	+0,34	−0,31	**+0,77**	+0,49	−0,03
Fe_2O_3			−0,32	+0,61	+0,372	−0,605	−0,714	−0,371
FeO				+0,49	−0,543	+0,20	+0,486	−0,03
MnO					−0,486	**+0,886**	−0,028	−0,086
MgO						−0,372	−0,085	+0,256
CaO							+0,47	+0,251
Na_2O								+0,714

[1] Данные по химическому составу амфиболов из интрузива заимствованы у В. Е. Головина.

значимых связей. Из них отрицательные (обратные): SiO_2—Na_2O, SiO_2—K_2O, TiO_2—MgO, Al_2O_3—CaO, FeO—CaO, MgO—K_2O, CaO—Na_2O, положительные (прямые): SiO_2—Fe_2O_3, TiO_2—K_2O, Al_2O_3—Na_2O, Al_2O_3—K_2O, Fe_2O_3—MnO, FeO—K_2O. Положительные связи присущи лишь элементам, принадлежащим к разным координационным группам в структуре минерала. Отрицательные связи можно объяснить изовалентным и гетеровалентным изоморфизмом. Отсутствие значительной связи между SiO_2 и Al_2O_3 — следствие наличия большого количества Al^{VI} в катионной группе «*y*».

Число значимых связей петрогенных окислов роговых обманок в абиссальных гранитоидах (табл. 99) значительно меньше. Из них в первую очередь следует отметить положительные связи TiO_2—CaO, MnO—CaO и менее сильные — Na_2O—K_2O и SiO_2—MgO.

Таблица 99

Корреляция петрогенных окислов в амфиболах из гранитоидов мезоабиссальной фации юго-западных отрогов Чаткальского хребта и Южного Узбекистана

Окислы в породе	Окислы в минерале				
	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO
SiO_2	—	−0,249	−0,215	+0,797	−0,589
TiO_2	−0,249	—	−0,159	+0,122	+0,382
Al_2O_3	−0,215	−0,159	—	−0,345	−0,368
Fe_2O_3	+0,798	+0,122	−0,345	—	0,368
FeO	−0,559	+0,382	+0,338	−0,368	—
MnO	−0,188	+0,2	−0,347	+0,752	−0,1
MgO	+0,094	−0,587	−0,165	−0,306	−0,60
CaO	+0,256	−0,24	−0,645	+0,30	−0,618
Na_2O	−0,565	−0,039	+0,608	−0,322	+0,44
K_2O	−0,737	+0,641	+0,288	−0,164	+0,648

Окислы в породе	Окислы в минерале				
	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
SiO_2	−0,188	+0,094	+0,256	−0,585	−0,737
TiO_2	+0,2	−0,587	−0,24	−0,039	+0,641
Al_2O_3	−0,347	−0,165	−0,645	+0,608	+0,692
Fe_2O_3	+0,759	−0,306	+0,30	−0,322	−0,164
FeO	−0,16	−0,60	−0,618	+0,44	+0,648
MnO	—	−0,53	+0,432	−0,212	+0,063
MgO	−0,53	—	+0,266	−0,065	−0,612
CaO	+0,432	+0,266	—	−0,62	−0,518
Na_2O	−0,212	−0,065	−0,62	—	+0,438
K_2O	+0,053	−0,612	−0,518	+0,438	—

Примечание. $r_{5\%} = \pm 0{,}585$.

Из отрицательных сильна связь SiO_2—Fe_2O_3. В амфиболах из глубинных комплексов Ca прямо зависит от Mn и Ti, а в интрузиях средних глубин связь обратная с Fe^2 и Al. Также противоположны здесь значимые связи SiO_2 с Fe_2O_3. Е. П. Калининым (1967) по данным 80* химических анализов амфиболов из различных регионов мира (Дир и др., 1968) рассчитаны корреляционные зависимости между петрогенными окислами. Значимые ($r_{5\%} = 0{,}22$) отрицательные связи между ионами в амфиболах: Si—Fe^{3+}=0,42, Si—Na=0,36, Si—K=0,33, Si—Ti=0,24, Mg—F^{2+}=0,34; Mg—K=0,43, Mg—Fe^{3+}=0,56, Mg—Al=0,22, Ca—Na==0,45, Ca—Al=0,28, Ca—Fe^{3+}=0,26; положительные: Fe^{2+}—K=0,38, Fe^{3+}—Fe^{2+}=0,27, Fe^{3+}—Mn=0,22, Mg—Si=0,49, Si—Ca=0,28, Al—Na==0,31. Большинство из этих связей обнаружено и в амфиболах из мезоабиссальных гранитоидов УзССР.

* Пятьдесят один анализ приходится на долю обыкновенной роговой обманки с Ng=1,641—1,724.

Рассмотрение зависимости общей железистости роговых обманок от их состава позволяет выявить прямую связь f_{Amf} с концентрацией элементов группы железа ($r_{f_{Amf}-TiO_2} = +0,42$, $r_{f_{Amf}-MnO} = +0,60$) и щелочами ($r_{f_{Amf}-K_2O} = +0,47$)* и обратную — с содержанием SiO_2 ($r_{f_{Amf}-SiO_2} = -0,52$, $r_{5\%} = 0,40$). При этом железистость роговых обманок не связана с температурой кристаллизации ($r = +0,15$, $r_{5\%} = 0,40$) и общей железистостью ассоциирующего с амфиболом биотита ($r = +0,15$, при $r_{5\%} = 0,33$). Коэффициент окисленности железа в роговых обманках $\left(F_{Amf} = \frac{Fe_2O_3}{Fe\cup}\right)$, в отличие от общей железистости, обратно зависит от содержания в амфиболах K_2O ($r = -0,44$, $r_{5\%} = 0,40$), что обусловлено связью $r_{FeO-K_2O} = +0,648$ (при $r_{5\%} = 0,585$). Зависимости между F_{Amf} и содержанием Na_2O, с одной стороны, и общей железистостью роговых обманок, с другой, не отмечается ($r_{f_{Amf}-Na_2O} = -0,37$, $r_{f_{Amf}-f'_{Amf}} = +0,02$, при $r_{5\%} = 0,40$).

Параллельно с изучением химизма слюд значительный интерес представляет установление зависимости вещественного состава роговых обманок от их светопреломления. Однако ввиду незначительного объема определений показателей преломления амфиболов (с известным химическим составом) из гранитоидов УзССР подобное исследование нами не производилось. В многочисленных публикациях по этому вопросу (В. С. Соболев, Розенцвейг, Уотсон, О. П. Волынец и др.) делается вывод, что светопреломление роговых обманок прямо зависит от содержания в них Fe^{2+}, Fe^{3+}, Al^{IV} и обратно — от концентрации Mg, Al^{VI} и Si. Е. П. Калининым (1967) выявлены положительные связи с $NgFe^{2+}$, K, Fe^{3+}, Mn и обратные — Mg, Si. Реальными являются связи лишь для пар $Ng - Fe^{2+}$ ($r = +0,83$) и $Ng - Mg$ ($r = -0,82$).

Соответствующие уравнения регрессии имеют следующий вид: $MgO = 36,773 - 212,5\ Ng \pm 1,96$; $FeO = 278,66\ Ng - 455,54 \pm 3,27$; $Fe_2O_3 = 68,71\ Ng - 110,87 \pm 2,3$; $K_2O = 15,34\ Ng - 25,03 \pm 0,43$; $SiO_2 = 219,07 - 104,17\ Ng - 3,72$.

---

* На прямую связь общей железистости роговых обманок с их щелочностью (K_2O) указывал И. Х. Хамрабаев (1969). Это подтверждается и большой величиной коэффициента корреляции $r_{FeO-K_2O=0,68}$.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенный в настоящей монографии материал по особенностям вещественного состава, структурно-тектонической позиции гранитоидов позволяет сделать следующие выводы.

Районирование территории Узбекистана. Узбекистан типично гранитоидная провинция. По общепринятому мнению большинства исследователей, именно гранитоиды обусловливают главные черты эндогенной металлогении этой территории.

Изучая глубинность интрузивов гранитоидов, можно более обоснованно подойти к выделению структурно-формационных зон и подзон в пределах Узбекистана. Выделяются Чаткало-Нарынская зона (Чаткальский, Пскемский хребты и др.) — область проявления преимущественно мезоабиссальных гранитоидов, при подчиненном значении интрузивов больших глубин.

Фергано-Кураминский срединный массив, отделяющийся на юге от Южно-Тянь-Шаньской геосинклинали Курамино-Кызылкумским вулкано-интрузивным поясом (Карпова, 1968). В пределах этого пояса (Кураминский, Каржантауский хребты и Юго-Западный Чаткал) главным образом распространены интрузии малых глубин и связанные с ними вулканические формации. В пределах Южно-Тянь-Шаньской геосинклинали (Западный Узбекистан, Центральные Кызылкумы и др.) развиты гранитоиды средних глубин. В 1958 г. И. Х. Хамрабаев на этой территории отметил смену малоглубинных интрузий (Тамды, Букантау) среднеглубинными (Нуратау) и интрузиями больших глубин (Каратюбе, Зирабулакский хребет). В целом эта в значительной мере закрытая территория должна рассматриваться как область среднеглубинных гранитоидов.

На крайнем юге республики располагается Байсунский срединный массив (Юго-Западный Гиссар) — область проявления интрузий абиссальной и ультраабиссальной фаций. Данное районирование подтверждает мнение ряда исследователей о петрографических провинциях Узбекистана (Хамрабаев, 1965).

О критериях фациальности. Мы уже указывали, что признаков глубинности гранитоидных пород много. Однако не все они в настоящее время проверены. Среди структурно-геологических критериев, отражающих тектонические, структурно-геологические и морфологические признаки гранитоидов, наиболее важными, и по-нашему мнению, надежными являются: связь интрузий с вулканизмом, морфология тел, характер экзо- и эндоконтактового метаморфизма и т. д. Среди петро-

графо-геохимических критериев довольно надежны следующие: структурно-текстурные особенности пород, характер породообразующих минералов (особенно Кпш), коэффициент окисленности железа и др. Остальные же должны применяться осторожно с учетом конкретных геохимических особенностей комплексов. Дело в том, что на распределение отдельных петрогенных и особенно редких элементов оказывает влияние ряд трудно учитываемых факторов (режим кислотности — щелочности, первичная специализация исходных магм, процессы гибридизма и т. д.).

Опыт показывает, что геохимические данные имеют несомненно большое значение для фациального анализа. Имеющийся в нашем распоряжении материал пока не позволяет выделять субфации ввиду отсутствия экспериментальных данных, низкой чувствительности ряда методов анализа.

Литература

Абдуллаев Х. М. Генетическая связь оруденения с интрузивами. М., Госгеолтехиздат, 1954.

Абдуллаев Х. М., Аделунг А. С. [и др.]. Основные черты магматизма и металлогении Чаткало-Кураминских гор. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1958.

Абрамович И. И., Лавров А. А. О функциях распределения петрогенных элементов в некоторых формационных типах кислых изверженных горных пород. Тр. ВСЕГЕИ, Л., Изд-во «Недра», 1968.

Азимов П. Т. Распределение акцессорных минералов и редких элементов в породах Актауского массива. Автореферат канд. дисс., Ташкент, 1967.

Айзенштат В. И. О возрасте и рудоносности некоторых малых интрузий Алмалыкского района, В сб. «Геология и рудоносность Приташкентского района», Изд-во «Фан» УзССР, 1966.

Айзенштат И. А., Айзенштат В. И. Кураминская структурно-металлогеническая зона в Узбекистане. В сб. «Геология и рудоносность Приташкентского района», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1966.

Айзенштат В. И. Пермские малые интрузии Алмалыкского района. «Узб. геол. ж.», 1966, № 4.

Айзенштат В. И. Геолого-петрологические особенности малых интрузий Алмалыкского района. Автореферат канд. дисс., Ташкент, 1967.

Айзенштат В. И. О возможности выделения пермской вулкано-плутонической формации в Алмалыкском районе. В сб. «Вопросы палеовулканизма Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1968.

Айзенштат В. И. Петрографические и петрохимические особенности пермских малых интрузий Кураминского хребта, установленные некоторыми методами математической статистики. В сб. «Вопросы петрохимии» (тезисы), Л., 1969.

Айзенштат В. И. Петрохимические особенности малых интрузий Алмалыкского района в свете применения математических методов, «Узб. геол.. ж.», 1970, № 4.

Айзенштат В. И. О гигантопорфировой структуре позднегерцинских интрузий Алмалыкского района. В сб. «Новые данные по геологии, минералогии и геохимии рудных районов Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1970.

Александров А. Л. Распределение щелочных элементов в верхнепротерозойских и нижнепалеозойских гранитоидах внешнего пояса байкалид. «Мат. конференции молодых научн. сотрудн. Вост.-Сиб. ин-та геол., геофиз. и минерального сырья», Иркутск, 1967.

Александров А. Л. Геотермометр Барта — петрохимические методы расчета состава полевошпатовых фаз. «Геохимия», 1968, № 7.

Алекторова Е. А. О глубине формирования гидротермально измененных пород и связанного с ними оруденения в одном из районов Дальнего Востока. Тр. ЦНИГРИ, вып. 68, М., Изд-во «Недра», 1967.

Альмухамедов А. И. Состав и условия кристаллизации железо-титановых окисленных минералов из дифференцированных трапов Сибирской платформы. Зап. ВМО, вып. 4, ч. 97, 1968.

Амшинский Н. Н. Вертикальная петрохимическая зональность гранитоидных плутонов (на примере Алтая). Автореферат докт. дисс., Томск, 1969.

Ананьин В. А. О комагматической связи вулканогенного и гипабиссального магматизма в зоне сближения Харалгинского и Бырца-Оленгуйского глубинных

разломов (Центральное Забайкалье). В сб. «Вопр. геол. Прибайкалья и Забайкалья», вып. 2 (4), Чита, 1967.
Антипин В. С. [и др.]. О генезисе калиевых полевых шпатов в мезозойских порфировидных гранитоидах Восточного Забайкалья. «Геохимия», 1969, № 6.
Анфилогов В. Н., Альмухамедов А. И. Дифференциация силикатных расплавов с позиций химической радиальной полимеризации, «Геохимия», 1970, № 5.
Апельцин Ф. Р. Отличительные черты петрографии и петрохимии разновозрастных формаций малых интрузий главного золоторудного пояса СВ СССР, ВНИИ-1, Магадан, 1957.
Апельцин Ф. Р. Формация малых интрузий золотоносного пояса Северо-Востока СССР. Мат-лы к II Всес. петрограф. совещанию, Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1958.
Арапов В. А. Кольцевые вулкано-плутонические структуры Чаткало-Кураминского региона. Мат-лы ко II Вулканологическому совещ., Петропавловск., 1964.
Арапов В. А. Некоторые особенности герцинской тектоники Кураминского хребта, «Узб. геол. ж.», 1965, № 2.
Арсеньева Р. В., Лебедев Е. Б., Хитаров Н. И. Опыты по плавлению гранита в присутствии воды. «Геохимия», 1957, № 5.
Асланян А. Т. О глубине формирования интрузивных комплексов Армении. Труды Ереванского полит. ин-та, № 11 (геол., горное дело), вып. 2, Изд-во АН АрмССР, 1956.
Афанасьев Г. Д. Проблема гранитов и некоторые черты связанной с ними металлогении. В сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых», М., Изд-во АН СССР, 1955.
Афанасьев Г. Д. Особенности геологического картирования магматических формаций. В сб. «Принципы картирования эффузивных и интрузивных формаций», М., Госгеолтехиздат, 1960.
Бабаев К. Л. Количественная характеристика магматизма Средней Азии. «Узб. геол. ж.», № 4.
Баддингтон А. Формирование гранитных тел. М., ИЛ, 1963.
Бакуменко И. Т., Коляго С. С., Соболев В. С. Проблема интерпретации термометрических исследований стекловатых включений в минералах и первые результаты проверки на искусственных соединениях, ДАН СССР, т. 175, 1967, № 5.
Бакуменко И. Т. О процессах образования высокотемпературных зон пегматитов. В сб. «Минералогическая термометрия и барометрия», т. I, М., Изд-во «Наука», 1968.
Баласанян С. И. Роль зональных плагиоклазов в познании теплового режима магмы, т. 106, ДАН СССР, 1956, № 5.
Баратов Р. Б. Интрузивные комплексы южного склона Гиссарского хребта и связанное с ними оруденение. Душанбе, Изд-во «Дониш», 1966.
Барт Т. Ф. Измерения палеотемператур гранитных пород. Чтения им. В. И. Вернадского, IV, М., Изд-во АН СССР, 1962.
Бекботаев А. Т. Геолого-петрологические и минералого-геохимические особенности щелочных интрузий Муголжар. Автореф. канд. дисс., Алма-Ата, 1966.
Беллавин О. В., Олейников А. Л., Определение формы гранитных массивов по гравиметрическим данным (на примере изучения Кочеево-Карасвевского массива, Ср. Урал). «Сов. геология», 1968, № 2.
Белов А. Н. Об использовании диаграмм при определении состава плагиоклазов гипабиссальных интрузивных пород. Зап. ВМО, 96, вып. 2, 1967.
Белянкина Е. Д. О железистости железо-магнезиальных слюд. Автореф. трудов ИГЕМ, М., Изд-во АН СССР, 1965.
Бережной А. С. Кремнезем и его модификации. Геол. журн. АН УССР, Киев, Изд-во «Наукова думка», 1970.
Берч Ф. [и др.]. Справочник для геологов по физическим константам, М., ИЛ, 1949.
Беус А. А., Фабрикова Е. А. Распределение цезия в гранитах СССР. «Геохимия», 1961, № 10.
Бойд Ф. Р. Спекшиеся туфы и потоки риолитов на плато в штате Вайоминг. В сб. «Вопросы палеовулканизма», М., ИЛ, 1963.
Бондаренко В. Н. Опыт применения многомерного статистического анализа при петрохимических исследованиях вулканогенных комплексов Камчатки. «Сов. геология», 1966, № 9.
Борисов О. М. Курамино-Ферганский срединный массив и его положение среди герцинид Западного Тянь-Шаня. Автореферат докт. дисс., Ташкент, 1970.
Бородаевская М. Б., Бородаевский Н. И. Петрогенезис, структурные типы, металлогения малых интрузий. МГК. XXI сессия. Пробл. 9 (вопросы металлогении), Доклады сов. геологов, М., Изд-во АН СССР, 1960.

Борсук А. М. Петрология магматических комплексов западного окончания Главного Кавказского хребта. Тр. ИГЕМ, вып. 86, М., 1963.
Брагин И. К. [и др.]. О глубинах образованиях некоторых эндогенных рудных формаций Узбекистана. В кн. «Эндогенные рудные формации Узбекистана», т. II, Ташкент, Изд-во «Фан», УзССР, 1968.
Брандт С. Б. Опыт калий-аргоновой геотермометрии и определение термодинамических параметров малых интрузий. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1966, № 1.
Булах А. Г. Руководство и таблицы для расчета формул минералов. М., Изд-во «Недра», 1967.
Бушляков И. Н. Содержание титана в амфиболах и биотитах из гранитоидов как показатель условий их формирования. ДАН СССР, т. 186, 1969, № 4.
Бушляков И. Н. Особенности химического состава роговой обманки и биотита из гранитоидов Урала как показатели их формирования. В сб. «Вопросы петрохимии» (труды совещания), Л., Изд-во «Недра», 1969.
Вартанова Н. С., Щербакова З. В. О температурах постмагматических процессов в гранитах. ДАН СССР, т. 159, 1964, № 6.
Василенко В. Б., Литвинов В. Л. Некоторые особенности биотитов гибридных пород. «Геология и геофизика», 1966, № 7.
Васильковский Н. П. Стратиграфия и вулканизм юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1952.
Велинский В. В., Меламед В. Г., Шарапов В. Н. О возможном механизме образования магматических очагов в условиях коры и верхней мантии. ДАН СССР, 1969, № 6.
Ветрин В. Р. О химическом составе акцессорного магнетита стрельницких гранитов (Кольский полуостров). В сб. «Мат. по минералогии Кольского п-ва», вып. V, Л., Изд-во «Недра», 1967.
Виленский А. М. К вопросу образования пертитов. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 6, 1954.
Вилли П., Таттл О. Ф. Плавление в земной коре. Тр. XXI МГК в Копенгагене, вып. II (раздел «Тектоника и петрография»), М., ИЛ., 1963.
Волынец О. Н. [и др.]. Главные породообразующие минералы как критерии корреляции магматических образований. Тр. Ин-та вулканогении СО АН СССР, вып. 25, М., Изд-во «Недра», 1967.
Волынец О. Н. [и др.]. Оптические и петрохимические исследования магматических образований Центральной Камчатки. СО АН СССР, М., Изд-во «Наука», 1967.
Волынец О. Н. Плагиоклазы с промежуточной оптикой в кислых четвертичных лавах ЮВ Камчатки и их генезис. В сб. «Вулканизм гидротермы и глубины Земли», Петропавловск-на-Камчатке, 1969.
Волынец О. Н. О вертикальной зональности в гипабиссальных интрузиях кислого состава. В сб. «Магма малоглубинных камер», М., Изд-во «Наука», 1970.
Галахов А. В. Состав породообразующих калинатровых полевых шпатов в связи с химизмом и последовательностью формирования щелочных пород Хибинского массива. В сб. «Мат. по минералогии Кольск. п-ва», Л., Изд-во «Наука», 1968.
Галибин В. А., Котов Н. В., Седова И. С. Особенности состава и структурного состояния калиевых полевых шпатов гранитоидов (южное обрамление Алданского щита). В сб. «Вестник ЛГУ», № 18, вып. 3, Л., Изд-во ЛГУ, 1969.
Гамалея Ю. Н. Содержание редких щелочей и степень триклинности калинатровых полевых шпатов в гранитоидах различной щелочнометальности (на примере Улканского плутона). ДАН СССР, 1968, № 2.
Ганеев И. Г., Румянцев В. Н. Некоторые свойства H_2O при повышенных давлениях и температурах. «Геохимия», 1969, № 7.
Гельман М. Л. Глубинная фация меловых гранитоидов в Актуйской зоне. Материалы по геологии и полези. ископаемым Северо-Востока СССР, № 16, Магадан, 1963.
Гельман М. Л. Плутонические явления в вулканических областях. Мат-лы II Всес. вулканолог. совещ. Петропавловск, 1964.
Гинатулин А. М. К вопросу о фациальном расчленении магматических пород. «Изв. АН КазССР», сер. геол., 1966, № 6.
Гинтив Г. М., Матковский О. И. О биотитах гранитоидов Западной Волыни. Минералог. сб. Львовского геол. об-ва, № 12, 1958.
Головин В. Е. Высокоглиноземистые граниты Чакчарских гор и связанный с ними метаморфизм. «Узб. геол. ж.», 1966, № 4.
Головин В. Е. Калинатровые полевые шпаты гранитоидов и метаморфических пород Чакчарских гор. В сб. «Геология, минералогия и геохимия рудных районов Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1969.
Головин Е. М. Магматизм среднего палеозоя Чаткальских гор (Западный Тянь-Шань). Автореф. канд. дисс., Ташкент, 1959.

Головин Е. М. Шавазский нижнекарбоновый габбро-гранитоидный комплекс. Тр. САИГИМСа, вып. 2, Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1960.
Горецкая Е. Н. Палеозойские вулканогенные формации Тянь-Шаня и их связь с различными типами тектонических структур. В сб. «Проблемы вулканизма», Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1959.
Горецкая Е. Н. Магматические формации Тянь-Шаня. Зап. ВМО, вторая серия, т. 90, вып. 2, 1961.
Горецкая Е. Н., Морозенко Н. К. Магматизм и металлогения в палеозойской истории геологического развития Южного Гиссара. Петрографич. сборник, № 4, ВСЕГЕИ, Л., Госгеолтехиздат, 1962.
Горжевский Д. И., Козеренко В. Н. Связь эндогенного оруденения с магматизмом и метаморфизмом. М., Изд-во «Наука», 1966.
Горжевский Д. И., Козеренко В. Н. В проблеме глубинности постмагматических месторождений. «Геология рудных месторождений, 1966, № 6.
Гордиенко В. В., Каменцев И. С. Влияние крупных катионов рубидия и цезия на процесс упорядочивания структуры калиевого полевого шпата. В сб. «Минералогия и геохимия», вып. 2, Л., Изд-во ЛГУ, 1967.
Горошников Б. И. Биотиты высокоглиноземистых пород докембрия Украины. Мин. сб. Львовск. гос. ун-та им. Ив. Франко, № 21, вып. 2, Львов, «Наукова думка», 1967.
Горькова О. П. Диабазовые дайки Кураминских гор. Автореферат канд. дисс., Ташкент, 1960.
Грабежов А. И., Юников Б. А. Степень триклинности калиевого полевого шпата как один из критериев глубины формирования рудных месторождений, ДАН СССР, 1969, № 1.
Гранитоидные формации Узбекистана. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1970.
Груза В. В. О надежности петрогенетических выводов в связи с ошибками определения железа химическими методами. ДАН СССР, 1967, № 5.
Гуров Е. П., Гурова Е. П. Особенности зональности и генезиса вкрапленников санидина в гипабиссальных породах (на примере малых интрузий Станового хребта). ДАН СССР, т. 163, 1965, № 6.
Гуров Е. П., Марченко Е. Я. О значении петрохимического изучения базиса порфировых пород для объяснения особенностей их фракционной кристаллизации. В сб. «Вопросы петрохимии», Л., Изд-во «Недра», 1969.
Давиденко И. В. Расчетно-экспериментальная палеобарометрия и палеотермометрия гранитоидов. Тезисы III Всес. совещания по минералогической термобарометрии. ВНИИВИМС, М., 1967.
Давиденко И. В., Палкин В. И. Использование свойств изверженных горных пород в качестве геобарометра. Мат. III Всес. совещ. по термобарометрии, М., Изд-во «Наука», 1968.
Давиденко И. В. Использование плотности показателя преломления и твердости минералов для суждения о температурах их образования. В сб. «Минералогическая термометрия и барометрия», т. III, М., Изд-во «Наука», 1968.
Далимов Т. Н. Распределение связанной воды в породах Бабайтагского массива и некоторые вопросы фациальности магматизма. «Узб. геол. ж.», 1964, № 3.
Далимов Т. Н., Искандаров Э., Мусаев Ал. Количественная характеристика связанной воды как критерий глубинности гранитоидов. Тез. докл. I Среднеазиатского регион. петрограф. совещ., Ташкент, 1964.
Далимов Т. Н. О последовательности образования пород Бабайтагского массива. Тр. ТашГУ, вып. 3, Ташкент, 1965.
Далимов Т. Н. О взаимоотношениях чилтенских и бабайтагских граносиенитов и их петрографических особенностях. «Узб. геол. ж.», 1965, № 1.
Далимов Т. Н. Верхняя пермь-нижнетриасовый вулкано-плутонический комплекс и некоторые вопросы фациальности магматизма. Автореф. канд. дисс., Ташкент, 1965.
Далимов Т. Н. Пермо-триасовый вулкано-плутонический комплекс Юго-Западного Чаткала и его рудоносность. Мат. симпозиума «Вулкано-плутонические формации и их рудоносность», Алма-Ата, Изд-во «Илим», 1966.
Далимов Т. Н. О зависимости углов оптических осей калишпатов от глубинности интрузивов. В сб. «Геология и рудоносность Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1966.
Далимов Т. Н. О типах вулкано-плутонических комплексов Юго-Западного Чаткала. «Узб. геол. ж.», 1966, № 3.
Далимов Т. Н. Вулканокластические породы липаритовой формации Юго-Западного Чаткала и опыт их фациального расчленения. «Узб. геол. ж.», 1967, № 1.
Далимов Т. Н., Урунбаев К. У. Вулкано-плутонические формации Юго-Западного Чаткала и их генезис. ДАН СССР, т. 3, 1967, № 175.

Далимов Т. Н., Урунбаев К. У. Вулкано-плутонические комплексы Юго-Западного Чаткала. В сб. «Вопросы палеовулканизма Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1968.
Далимов Т. Н. К вопросу о количественной характеристике пермо-триасового вулканизма Юго-Западного Чаткала, «Узб. геол. ж.», 1968, № 4.
Далимов Т. Н., Айзенштат В. И. Фации глубинности интрузивных пород пермского и пермо-триасового возраста Курамы и Гиссара. В сб. «Металлогения Тянь-Шаня», Фрунзе, Изд-во «Илим», 1968.
Далимов Т. Н. О некоторых терминах и понятиях, характеризующих магматизм. «Узб. геол. ж.», 1968, № 4.
Далимов Т. Н. [и др.]. О возрасте и последовательности образования субвулканических интрузий хр. Сурхантау. «Узб. геол. ж.», 1969, № 3.
Далимов Т. Н., Шарипов Т. Т. Некоторые особенности вещественного состава и строения субвулканических интрузий хр. Сурхантау, «Узб. геол. ж.», 1969, № 6.
Далимов Т. Н., Попова А. А., Велитченко В. М. О роли Южно-Сурхантауского разлома в магматизме хр. Сурхантау, «Узб. геол. ж.», 1970, № 3.
Дворкин-Самарский В. А. Фации глубинности гранитоидов батолитовой формации областей завершенной складчатости (на примере гранитоидов Забайкалья). В сб. «Геология и металлогения Забайкалья», Улан-Удэ, 1969.
Дворкин-Самарский В. А. Формации и фации гранитоидов орогенных областей (на примере Забайкалья). Мат IV Всес. петрограф. совещ., Баку, Изд-во АН АзССР, 1969.
Дербиков И. В К вопросу о фациях порфировых интрузий и генезисе полиметаллических месторождений Западного Алтая. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1952, № 5.
Дмитриев Л. В., Котина Р. П., Моисеева Р. П. Особенности изменения состава биотита и условия его стабильности в гранитоидах разного петрохимического типа на примере Каобского массива (Центральный Казахстан). «Геохимия», 1962, № 3.
Доброхотова Е. С. [и др.]. Закономерности изменения состава породообразующих минералов в Вишневогорско-Ильменогорском комплексе Урала. «Геология и разведка», 1968, № 11.
Долгов Ю. А. Геологическая интерпретация температур и давлений при минералообразовании. В сб. «Минералогическая термометрия и барометрия». М., Изд-во «Наука», 1965.
Елисеев Н. А. Метаморфизм. М., Изд-во «Недра», 1963.
Ермаков Н. П. Исследования минералообразующих растворов (температурное и агрегатное состояние). Изд-во Харьковского гос. ун-та им. А. М. Горького, 1950.
Заварицкий А. Н. О пегматитах как образованиях, промежуточных между рудными жилами и породами. Зап. ВМО, вып. I, 1947.
Завьялова И. В. О биотитах гранитов района Ново-Украинки. Минер. сб. Львовского гос. ун-та, № 14, 1960.
Завьялова И. В. Акцессорные минералы гранитоидов Восточного Забайкалья, Автореф. канд. дисс., Новосибирск, 1969.
Загрузина И. А. Условия формирования мезозойских гранитоидов Северо-Востока СССР. «Геология и геофизика», 1968, № 10.
Залкин В. М. О природе Эвтектик. Ж. физ. химии. 1966, 40, № 10.
Захарченко И. А. О физико-химических условиях и процессах формирования гранитных пегматитов. «Геохимия», 1964, № 11.
Зейлик Б. С., Винковицкий А. Я. О выявлении крупных вулканических построек в Центральном Казахстане (вопросы методики). «Сов. геология», 1968, № 4.
Зинченко О. В. Акцессорные литий, рубидий и цезий в породообразующих минералах некоторых типов пород Сущано-Пержанской тектонической зоны. В сб. научных работ. Киевского ун-та, 1967,
Иванов В. С., Нарков Г. А. Концентрация олова в биотитах гранитоидов складчатых зон Северо-Востока СССР. «Геохимия», 1970, № 5.
Иванов В. С. О влиянии температуры и химической активности калия на состав биотита в гранитоидах (на примере Западно- и Восточно-Нультских интрузивов Центральной Чукотки). «Изв. АН СССР», сер. геол., 1970, № 7.
Иванова Т. Н. Гиссарский плутон. В сб. «Геология и полезные ископаемые Зарафшано-Гиссарской горной системы», М., Госгеолтехиздат, 1940.
Изох Э. П., Казицын Ю. В. Структурная прерывистость в ряду альбит-анортит и петрографическое значение плагиоклазов различного структурного типа. Зап. ВМО, 2 сер., вып. 3, 1959.
Ингерсон Э. Методы и проблемы геологической термометрии. В сб. «Проблемы рудных месторождений», М., ИЛ., 1959.

Иншин П. В., Иванкин П. Ф., Кузебный В. С. Синорогенная порфировая формация Юго-Западного Алтая и ее рудоносность. В сб. «Магматические формации», М., Изд-во «Наука», 1964.
Исамухамедов И. М. Роль ассимиляционных процессов в петрогенезисе. Тр. II Петрографического совещания, Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1958.
Исамухамедов И. М., Купченко П. Ф., Василевский Б. Ф. Магматизм и металлогения юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Ташкент, Изд. ТашГУ, 1962.
Искандаров Э. Условия образования гипабиссальных гранитоидных тел гор Мальгузор и Северного Нуратау и ассоциирующих с ними постмагматических образований (с данными экспериментальных исследований). Автореф. канд. дисс., Ташкент, 1965.
Йодер Т. С., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм. М., Изд-во «Мир», 1965.
Кадик А. А., Хитаров Н. И. Условия термодинамического равновесия силикатный расплав—вода, «Геохимия», 1963, № 10.
Кадик А. А. Водно-гранитные расплавы в условиях высоких давлений, «Изв. АН СССР», сер. геол., 1966, № 8.
Кадик А. А., Лебедев Е. Б. Влияние температуры на растворимость воды в расплаве альбита при высоких давлениях. «Геохимия», 1968, № 2.
Кадик А. А. Физические условия плавления на контакте с интрузивными порциями магм при естественной конвекции расплава. «Геохимия», 1970, № 4.
Казанли Д. Н. Температурные поля интрузивных тел и их роль в контактовом и рудном минералообразовании. «Изв. АН КазССР», сер. геол., вып. 12, 1952, № 115.
Калабина М. Г. Карта глубин эрозионного среза Чаткало-Кураминской горной системы с момента образования месторождений кварц-барит-флюорит-полиметаллической формации. В сб. «Методика составления металлогенических и и прогнозных карт Средней Азии», Ташкент, Изд-во «Наука», 1964.
Калинин Е. Г. О корреляции между главными ионами роговых обманок и их влиянии на оптические свойства минерала. Зап. ВМО, ч. 96, вып. 2, сер. 2, 1967.
Калинин Е. П., Голдин Б. А. Некоторые закономерности физико-химических свойств биотитов из гранитоидов Приполярного Урала и связь их с генезисом и химизмом пород, вып. 7. М., Изд-во «Наука», 1967.
Калюжный В. А. Оптические и термометрические исследования включений стекла в фенокристаллах гиалодацитов Закарпатья. ДАН СССР, т. 160, 1965, № 2.
Каменцев И. Е. Об определении упорядоченности в калиевом шпате. «Геохимия», 1968, № 5.
Карасева Т. А. Некоторые свойства биотитов из гранитоидов Туполангского массива (Южный Гиссар). «Узб. геол. ж.», 1970, № 1.
Карпов К., Кашик С. А., Пампура В. Д. Константы веществ для термодинамических расчетов в геохимии и петрологии. М., Изд-во «Наука», 1968.
Кеннеди Дж. О роли воды в магме. В сб. «Земная кора», М., ИЛ, 1957.
Коваленко Н. И. [и др.]. Относительно вхождения титана в слюды (экспериментальные исследования). «Геохимия», 1968, № 11.
Козеренко В. Н. Анализ глубинности интрузии при поисках рудных месторождений в средней части Западного Тянь-Шаня. «Сов. геология», 1946, № 17.
Козеренко В. Н., Лазько Е. М. К вопросу об условиях формирования гранитоидов. Геол. сборник Львов. ун-та, № 2—3, 1956.
Козырев В. В., Салов П. И., Губаева С. Ш. Об углах оптических осей калинатровых полевых шпатов из гранитов Арашанского массива. В сб. «Тезисы научно-исслед. работ по геологоразвед. фак. ТашПИ», Ташкент, 1966.
Козырева Л. В. Нефелин-полевошпатовые парагенезисы в породах Хибинского щелочного массива. Мат. по минералогии Кольского п-ва, Кольский филиал АН СССР, вып. V, Л., 1967.
Козырева Л. В., Мокрецова А. В. Новые данные по магнезиально-железистым слюдам Хибинского массива. Мат. по минералогии Кольского п-ва, вып. V, Кольский филиал АН СССР, Л., 1967.
Козырин Н. А., Смирнова С. А. Об изменении гранита в воде при высоких температурах и давлениях, Тр. Всес. научно-исслед. ин-та синтеза минерального сырья, 1969.
Конюк А. А. О химизме слюд интрузивных горных пород Таласа. Тр. Ин-та геол. АН КиргССР, вып. 9, Фрунзе, Изд-во «Илим», 1967.
Коптев-Дворников В. С. К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов. «Изв. АН СССР», 1952, № 4.
Коптев-Дворников В. С. [и др.]. Интрузивы гранитоидной формации малых глубин, поведение в их породах элементов-примесей. Мат. ко II Всес. петрографич. совещ., Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1958.

Коптев-Дворников В. С. [и др.]. Палеозойские интрузивные комплексы Бетпакдалы. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 44, М., Изд-во АН СССР, 1960.
Коптев-Дворников В. С. О геологических условиях развития явлений дифференциации в гранитных интрузивах Бетпакдалы. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 54, М., Изд-во АН СССР, 1962.
Коржинский Д. С. Зависимость минералообразования от глубины. Зап. Всерос. об-ва, ч. 66, вып. 2, М., 1937.
Коржинский Д. С. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности. Труды Ин-та геолог. наук., Вып. 12, петр. серия, № 5, М., Изд-во АН СССР, 1940.
Коржинский Д. С. Принцип подвижности щелочей при магматических явлениях. В кн. «К семидесятилетию со дня рождения акад. Д. С. Белянкина», М., Изд-во АН СССР, 1946.
Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М., Изд-во АН СССР, 1957.
Коржинский Д. С. Кислотность — щелочность как главнейший фактор магматических и послемагматических процессов. Тр. I Всес. петрограф. совещ., 1960.
Кориковский С. П. Биотиты из пород зеленосланцевой и амфиболитовой фаций метаморфизма. ДАН СССР, т. 160, 1965, № 1.
Кориковский С. П. Влияние щелочности на состав кальциевых амфиболов в магматических породах. ДАН СССР, 1966, № 5.
Котляр В. Н. Экструзивы, эффузивы и оруденение. «Геология и разведка», 1960, № 9.
Котляревский Л. Н. Применение аэромагнитной съемки для изучения глубинного строения некоторых районов Узбекистана. Автореф. канд. дисс., Ташкент, 1967.
Котов Н. В. Некоторые вопросы структуры, геологии и петрологии гранитоидов западной части Зеравшанского хребта. «Сов. геология», 1963, № 12.
Котов Н. В., Виноградов Д. П., Пушкарев Ю. Д. Структура и петрология интрузии Акба-и-Джумон. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1963, № 1.
Кочкин Ю. Н., Носырев И. В. К вопросу о железистости роговых обманок из гранитоидов Джумгальского плутона. Зап. Кирг. отд. ВМО, вып. 2, Фрунзе, 1961.
Кочкин Ю. Н. Один из способов оценки активности кислорода в природных силикатных расплавах. «Геология и геофизика», 1969, № 2.
Краснов В. П. Новые данные о глубине и возрасте интрузий Хараламинского района. Вестник научно-техн. информации Забайкальского отд. Географ. об-ва СССР, 1965, № 1.
Краускопф К. Б. Содержание металлов в магматическом паре. В сб. «Проблемы эндогенных месторождений», т. I, М., ИЛ, 1960.
Кренк И. Г., Ойя Р. В. Экспериментальное изучение анатексиса. Тр. XXI МГК, вып. 2 (тектоника и петрография), М., ИЛ, 1963.
Крылова М. Д. К вопросу об определении температур образования пород методом Т. Ф. Барта. «Геохимия», 1962, № 6.
Куденко А. А., Стеценко В. П. Возможность использования системы как геологического термометра. «Геохимия», 1964, № 11.
Кузнецов Т. Н. Определение содержания летучих в магме и давлений при вулканических извержениях. «Геология и геофизика», 1967, № 4.
Кузнецов Ю. А. Схема классификации фаций магматических пород. Тр. Горно-геол. ин-та, Зап.-Сиб. филиала АН СССР, вып. 5, Изд-во Сиб. Фил. АН СССР, 1949.
Кузнецов Ю. А. Порфировые интрузии Северо-Западного Алтая. «Изв. АН СССР», 1951, № 2.
Кузнецов Ю. А. Фации магматических пород. В сб. «Вопросы геологии Азии», М., Изд-во АН СССР, 1955.
Кузнецов Ю. А. Основные закономерности тектонического размещения и классификация магматических формаций. В сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых», М., Изд-во АН СССР, 1960.
Кузнецов Ю. А. О главных формах гранитоидного магматизма и механизме образования гранитоидных тел. «Геология и геофизика», 1966, № 6.
Кузнецов Ю. А. Магматические формации и тектоника. Материалы IV Всес. петрограф. совещания, Баку, 1969.
Кузнецов Ю. А. [и др.]. Закономерности развития палеозойского гранитоидного магматизма в палеозойских структурах Алтае-Саянской складчатой области. Материалы Всес. петрограф. совещания, Баку, 1969.
Кузебный В. С. [и др.]. О биотитах и гранитоидах Юго-Западного Алтая и возможности использования их для корреляции интрузивных пород. «Изв. АН КазССР», сер. геол., 1967, № 1.

Куровец М. И. Агрегатно-температурный режим образования гранитных пегматитов по включениям пегматитообразных расплавов и растворов. Тез. докл. III Всес. совещания по минералогической термо-барометрии и геохимии глубинных минералообразующих растворов, ВНИИСИМС, М., 1968.
Кустарникова А. А. Петрология Акчинского интрузива. Автореферат канд. дисс., Ташкент, 1958.
Кутолин В. А. Статистическое изучение окисленности железа в породах основного состава. ДАН СССР, 1969, № 1.
Кухтиков М. М. Тектоническая зональность и некоторые вопросы магматической геологии южного склона Гиссарского хребта. Тр. АН Тадж.ССР, т. 58, Изд-во «Дониш», 1956.
Куцев Ю. С. О некоторых сторонах петрогенетической роли отношения $Fe_2O : FeO$ в магматических породах. «Изв. АН СССР», 1964, № 11.
Кушмурадов О. Петрографо-геохимические особенности гранитоидных массивов центральной части Северного Нуратау и их отношение к оруденению (Западный Узбекистан). Автореферат канд. дисс., М.,—Ташкент, 1967.
Кушнарев И. П. Глубина формирования эндогенных месторождений Кураминской подзоны и роль эрозионного среза при их формировании. «Геология рудных месторождений», 1961, № 6.
Лаверов Н. П., Хорошилов Л. В., Рыбалов Б. Л. Роль глубинных разломов в размещении фаций эффузивных и интрузивных пород (на примере Юго-Западного Чаткала). Труды ИГЕМ, вып. 82, 1962.
Лавес Ф. Фазовые отношения щелочных полевых шпатов. В сб. «Полевые шпаты», т. II, М., ИЛ, 1956.
Лавринг Т. С. Температура внутри и вблизи интрузий. В сб. «Проблемы рудных месторождений», М., ИЛ, 1969.
Лазаренко В. Г. О теплотах охлаждения и кристаллизации интрузий на различных глубинах. Зап. ВМО, сер. 2, ч. 96, вып. 3, 1967.
Ланщиков Н. Т., Ахматов П. Г. Фациальное расчленение пород эффузивного облика Чаткало-Кураминского региона по магнитным свойствам. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1968, № 10.
Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Олонецкая диабазовая формация. Тр. СПП об-ва естество-испытателей, т. 19, СПб., 1888.
Левитан Г. М. Некоторые критерии комагматичности позднемеловых — кайнозойских интрузивных и эффузивных образований Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья. Сб. статей по геол. и гидрогеол., вып. 7, М., Изд-во «Недра», 1969.
Лесли И. Д. Расплавы гранитного состава, их структура, свойства, изменения. Тр. XXI МГК, вып. 2 (тектоника, петрография), М., ИЛ, 1963.
Летников Ф. А., Кац М. Я., Красильникова А. В. О вариации плотности кварца из пород различного генезиса. «Бюлл. вулканол. ст. Сиб. отд. АН СССР», 1967, № 43.
Лин Н. Г., Морозов Л. Н., Боронцов А. Е. Химический состав палеозойских гранитоидов междуречья Уды и Малого Тагула (Вост. Саяны) и некоторые вопросы петрологии. В сб. «Вопросы петрохимии», Л., Изд-во «Недра», 1969.
Лисицына Г. А., Омельяненко Б. И. Инфильтрационная метасоматическая зональность в грейзенах, связанных с аляскитовыми гранитами Кураминского хребта (Средняя Азия). «Изв. АН СССР», сер. геол., 1961, № 2.
Лисицына Г. А. [и др.]. О некоторых геохимических особенностях образования акцессорных минералов в гранитах Чаркассарского массива в Кураминском хребте Тянь-Шаня. «Геохимия», 1965, № 5.
Лисицына Г. А. О рядах растворимости породообразующих минералов и использования при оценке относительной глубинности процессов минералообразования. В сб. «Металлогения Тянь-Шаня», Фрунзе, Изд-во «Илим», 1968.
Литвинов Б. Л. О соотношении показателей преломления и железистости биотитов (на примере мезозойских интрузий Восточного Забайкалья). Минер. сборник Львовского гос. ун-та, вып. 1, № 20, 1966.
Логинов В. Н. Методика использования петрохимических пересчетов при изучении магматических формаций горных пород. Мат. II Уральского петрограф. совещания, т. 7, Свердловск, Изд-во УФАН СССР, 1966.
Ломидзе М. Г. Дифференциация расплава или рудные магматические очаги? «Сов. геология», 1967, № 3.
Лутц Б. Г. К вопросу о термометрировании и барометрировании геологических процессов по существующим парам минералов. В сб. «Минералогическая термометрия и барометрия», т. II, М., Изд-во «Наука», 1968.
Ляхович В. В. О зависимости содержаний акцессорных минералов в гранитоидах от состава биотита. «Геология и геофизика», 1965, № 8.

Ляхович В. В., Касаева Г. А. Акцессорные минералы и корреляция интрузивных пород. Минер. сборник Львовского гос. ун-та, вып. 2, 1968.
Ляшенко Г. К. Петрология Лалабулакского интрузивного массива. Автореферат канд. дис., Ташкент, 1963.
Мазаненко Е. К., Лазько Е. М. О книге Н. П. Ермакова «Исследование минералообразующих растворов (температура и агрегатное состояние)». Минер. сборник Львовского геол. об-ва, № 5, 1951.
Майский Ю. Г. Новые данные об условиях образования герцинских гранитоидов и связанных с ними пегматитов на Северном Кавказе. В сб. «Мат. по минералогии и петрогр. Нижнего Дона и Сев. Кавказа», Ростов-на-Дону, Изд-во Ростовского ун-та, 1970.
Малеев Е. Ф. Вулканокластические горные породы. М., Госгеолтехиздат, 1963.
Малеев Е. Ф. Роль типов извержений при формировании вулканических фаций и формаций. Мат-лы II Вулканолог. совещ., Петропавловск, 1964.
Манвелидзе Р. М. К вопросу расчленения гранитоидов Дзирульского кристаллического массива по K-Na полевым шпатам. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1968, № 7.
Маракушев А. А., Тарарин И. А. Вопросы глубинности формирования гранитоидов. В сб. «Петрографические формации и проблемы петрогенезиса». Докл. Советских геологов на XXII сессии МГК, М., Изд-во «Наука», 1962.
Маракушев А. А., Тарарин И. А. О глубинности формирования гранитоидов. В сб. «Петрографические формации и проблемы их парагенезиса», Тр. XXII сессии МГК, М., Изд-во «Наука», 1964.
Маракушев А. А., Тарарин И. А. О минералогических критериях щелочности гранитоидов. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1965, № 3.
Маракушев А. А., Тарарин И. А., Залицын Б. Л. Минеральные фации кислотности—щелочности гранитоидов, бедных кальцием. В сб. «Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность, М., Изд-во «Наука», 1966.
Маракушев А. А. О термодинамических исследованиях в минералогии. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1969, № 1.
Марин Ю. Б. Особенности становления гранитоидных интрузий малых глубин (на примере гранитоидных массивов Казахстана). Зап. ВМО, сер. 2, ч. 96, вып. 3, 1967.
Марфунин А. С. Некоторые результаты изучения полевых шпатов в связи с процессами их упорядочивания. Мат. ко II Всес. петрограф. совещ., М., Изд-во АН СССР, 1958.
Марфунин А. С. Полевые шпаты: фазовые взаимодействия, оптические свойства, геологическое распределение. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 78, М., Изд-во АН СССР, 1962.
Марфунин А. С. Фазовая природа калинатровых полевых шпатов. Зап. ВМО, вып. 6, 1966.
Масленников В. Н. Физико-химические особенности процесса кристаллизации гранитов. Мат. II Всес. петрограф. совещ., Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1958.
Масуренков О. П. [и др.]. Образование современных интрузий под вулканами Курило-Камчатской зоны. Мат. Петрограф. совещания, Баку, Изд-во АН АзССР, 1969.
Матковский О. И. Особенности роговых обманок Осницкого и Коростеньского кристаллических щитов. Минер. сборник Львовского Гос. ун-та, № 14, 1960.
Махлаев Л. В., Короткевич А. Ф. Триклинность и упорядоченность калиевых полевых шпатов в докембрийских гранитах Таймыра. ДАН СССР, т. 181, 1968, № 3.
Мейтув Г. М. [и др.]. Мезозойский магматизм Восточного Забайкалья и его связь с тектоникой. Мат. Всес. петрограф. совещания, Баку, Изд-во АН АзССР, 1969.
Мельниченко А. К., Могаровский В. В. Скандий в породообразующих минералах гранитоидов Южного Гиссара (Таджикистан), «Геохимия», 1968, № 1.
Меннерт К. Новое о проблеме гранитов. М., ИЛ, 1963.
Могаровский В. В., Мельниченко А. К. Распределение петрогенных элементов в вертикальном разрезе амфибол-биотитовых гранитов Гиссарского плутона. ДАН ТаджССР, 1969, № 8.
Могаровский В. В., Мельниченко А. К. Особенности распределения олова в гранитоидах Гиссарского плутона (Центральный Таджикистан). «Советская геология», 1969, № 12.
Момджи Г. С. Химический состав пород как источник информации о процессах образования интрузивных массивов. «Советская геология», 1965, № 10.
Монич В. К. К вопросу о фациях магматических пород Казахстана. «Изв. АН КазССР», вып. 15, 1952.
Монич В. К. Петрография гранитных интрузий Баянаульского района в Ц. Казахстане. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1957.

Наливкин А. В. Критерии последовательности образования минералов. Тр ВСЕГЕИ, № 65, Ленинград, Изд-во «Недра», 1966.
Наумов В. Б. Термометрическое исследование включений из вкрапленников кварца кварцевых порфиров. Тез. III Всес. совещ. по минералогической термобарометрии, ВНИСИМС, М., Изд-во «Наука», 1968.
Недашковский П. Г. О закономерностях изменения состава биотитов из гранитоидов. В сб. «Геохимия и минералогия магматических образований», Владивосток, Изд-во СО АН СССР (Дальневосточный филиал им. В. Л. Комарова), 1966.
Нехорошев Г. П. К характеристике Чулакского субвулканического комплекса. Зап. ВМО, № 2, 1955.
Никаноров А. С., Михайлов И. И. Температура образования пегматоидных структур в слюдоносных и керамических пегматитах. «Геохимия», 1964, № 11.
Никаноров А. С., Михайлов И. И. О температурах образованиях мусковита. Зап. ВМО, вып. 2, 1967.
Никитина П. П. Железистость железо-магнезиальных слюд метаморфических пород. Зап. ВМО, ч. 92, вып. 1, сер. 2, 1963.
Николаев В. А. О процессе отделения летучих соединений магмы. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1944, № 5.
Нифонтов Б. Ф. О коэффициенте окисления [F] интрузивных пород Верхнеканданганского гранодиоритового массива. Изв. Томского политехн. ин-та, т. 151, 1966.
Нуварьева Ю. А. О фациях глубинности и металлогенических особенностях гранитовидных массивов Колывань-Томской складчатой зоны. В сб. «Новые данные по магматизму и рудоносности Алтае-Саянской складчатой области», Новосибирск, 1968.
Овчинников Л. Н. Механизм и термодинамические условия магматического рудообразования. «Геология рудных месторождений», 1967, № 5.
Онтоев Д. О., Батова А. И. О распределении щелочных металлов в полевых шпатах постмагматических образований Джезгазганского рудного поля. Зап. ВМО, № 1, 1968.
Орлова Л. И., Амшинский Н. Н., Марич И. В. Распределение акцессорных минералов и элементов в зависимости от состава среды и формы залегания массивов. «Советская геология», 1968, № 8.
Оровецкий Ю. П. О давлении внутри сателлитной магматической камеры (на примере интрузии мыса Плака, Горный Крым). Геофиз. сб. АН УССР, вып. 17, 1966.
Осипов А. П. Об изменении состава пород липарито-гранитового ряда в южной части Охотско-Чукотского пояса. «Геология и разведка», 1970, № 2.
Осипов М. А. Термические сокращения объема интрузий и его значения для петрологии. Мат. Всес. петрогр. совещ. в г. Баку, М., Изд-во АН СССР, 1969.
Остапенко Г. Т., Хитаров Н. И. О механизме возникновения гранитного расплава при процессах гранитизации песчано-сланцевых пород. В сб. «Идеи Е. С. Федорова в современной кристаллографии и минералогии», Л., Изд-во «Наука». 1970.
Остафийчук И. М. Некоторые закономерности статистического распределения петрогенных окислов в гранитоидных горных породах. Сб. научн. работ. Киевского ун-та, Киев, Изд-во «Наукова думка», 1967.
Островский И. А., Петров В. П. Материалы по связи оптики и химического состава магнезиально-железистых слюд. Тр. ИГН АН СССР, вып. 36, Петрогр. серия, (№ 11), М., Изд-во АН СССР, 1940.
Островский И. А. Исследования по минералообразованию и некоторым силикатным расплавам под давлением водяного пара и водорода. М., Изд-во АН СССР, 1956.
Островский И. А. О стехиометрии химического состава стекол. ДАН СССР, сер. геол., вып. 103, 1964.
Панина Л. И. Некоторые данные о температурных условиях формирования Сыннырского щелочного массива. ДАН СССР, 1966, № 6.
Панченко А. Г. Главные породообразующие минералы и вопросы петрогенезиса нефелиновых пород Северного Казахстана (на примере массива Кубасадыр), Автореферат канд. дисс., Алма-Ата, 1969.
Павлишин В. И., Вовк П. К. Рентгеновская триклинность калинатровых полевых шпатов занорышевых (камерных) пегматитов, вмещающих гранитов и ее поисково-оценочное значение. ДАН СССР, 190, 1970, № 6.
Перевозчиков Б. В. О глубине формирования гранитного массива Мань-Хамбо (Урал). Мат. Тюменск. индустр. ин-та, вып. 11, ч. 1, 1970.
Перчук Л. Л. Зависимость коэффициента распределения кальция между сосуществующими амфиболами и плагиоклазами от температуры. ДАН СССР, т. 169, 1966, № 6.
Перчук Л. Л. Биотит-гранатовый термометр. ДАН СССР, 177, 1967, № 2.

Перчук Л. Л. Анализ термодинамических условий минеральных равновесий в амфибол-гранатовых породах. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1967, № 3.
Петров В. П. Современное состояние представлений о магме и проблеме гранита. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1964, № 3.
Покровский А. В. О краевом глубинном разломе. «Узб. геол. ж.», 1963, № 3.
Полканов А. А. Основные положения генетической систематики интрузивных тел. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1945, № 4.
Половинкина Ю. Ир., Шендерова А. Г. О железистости биотитов в гранитах Украины. Минералог. сб. Львовского геол. об-ва, № 8, 1954.
Попов А. А. Калий и натрий в природных мусковитах и парагонитах. В сб. «Новые данные о минералах СССР», Тр. Минералогического музея им. А. Е. Ферсмана, вып. 19, М., Изд-во «Наука», 1969.
Поманьев В. В. О понижении показателей преломления биотитов в гранитах поздних фаз Колыванского массива (Алтай). ДАН СССР, т. 155, 1964, № 3.
Прияткин А. А. Об абсолютной температуре кристаллизации гранитоидов Большого Хингана. В сб. «Вопросы магматизма и метаморфизма», т. 11, Л., Изд-во ЛГУ, 1964.
Прохоров В. Т. Экспериментальное исследование возможностей термического моделирования. «Геология рудных месторождений», т. IX, 1967, № 3.
Прохоров К. П. Калинатровый полевой шпат вкрапленников порфировых пород Восточного Забайкалья. ДАН СССР, т. 188, 1969, № 6.
Пугин В. А., Хитаров Н. И. P-T схема метаморфических фаций по экспериментальным данным. «Геохимия», 1968, № 9.
Пэк А. А. Об интрузивной особенности магматических расплавов при дайкообразовании. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1968, № 7.
Рабинович А. В., Бадалов С. Т. К геохимии железа некоторых массивов изверженных пород Карамазара и Западного Узбекистана, «Геохимия», 1969, № 5.
Раджабов Ф. Ш., Арапов В. А., Далимов Т. Н. Вулкано-плутонические формации Кураминской подзоны. Тезисы докладов на I Среднеазиатском межд. петрограф. совещ., Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1965.
Раджабов Ф. Ш., Мирходжаев И. М. К вопросу о новых путях петрохимического анализа и выработки нормативного состава с целью систематики магматических пород. Тезисы научно-исслед. работ геологоразвед. ф-та ТашПИ, Ташкент, 1966.
Расс И. Т. Распределение редкоземельных элементов в сосуществующих минералах щелочно-ультраосновных пород. «Геохимия», 1970, № 1.
Ревердатто В. В., Салько А. К. О температуре магмы ультраосновного массива Бор-Урях. «Геология и геофизика», 1966, № 12.
Ревердатто В. В., Слободской Р. М. Контактовый метаморфизм в условиях интрузивного давления. ДАН СССР, 1969, № 6.
Ревердатто В. В. Типы контактового метаморфизма. «Геология и геофизика», 1970, № 7.
Родионов Д. А., Иванов В. В. Статистические оценки средних содержаний по совокупности наблюдений разной представительности. «Геохимия», 1967, № 1.
Рой Р., Таттл О. Исследования в гидротермальных условиях. В сб. «Физика и химия Земли», М., ИЛ, 1958.
Руб М. Г. О петрографических критериях связи оруденения с интрузиями. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1956, № 4.
Рудич К. Н. О малоглубинных интрузивных образованиях. Мат. Всес. петрограф. совещ., Баку, Изд-во АН АзССР, 1969.
Рудич К. Н. О типах и условиях становления субвулканических тел. В сб. «Магмы малоглубинных камер». М., Изд-во «Наука», 1970.
Рудник В. А. Генетические типы гранитообразования. Мат. IV Всес. петрограф. совещания, Баку, Изд-во АН АзССР, 1969.
Рундквист Д. В. О влиянии распределения температур горных пород на процессы метасоматического гидротермального минералообразования. Зап. ВМО, № 5, 1966.
Рундквист Д. В. Распределение давления в горных породах и размещения метасоматических образований. В сб. «Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании», М., Изд-во «Недра», 1966.
Рябчиков И. Д. Новая диаграмма геологического термометра, построенная при помощи термодинамической обработки экспериментальных данных. ДАН СССР, 165, 1965, № 3.
Садецки-Кардош ш Ш. Е. Об определении глубины кристаллизации магматических пород и рудных месторождений. 1959.
Салько А. К. Определение температуры образования оливинитов массива Бор-Урях с использованием теории подобия. «Геология и геофизика», 1966, № 2.

Седова И. С., Котов Н. В. Структурное состояние калиевых полевых шпатов в гранитоидах различных генетических типов. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1967, № 8.
Седова И. С., Галибин В. А., Котов Н. В. Этапы кристаллизации и состав калиевых шпатов гранитоидов. ДАН СССР, т. 185, 1969, № 1.
Седова И. С. [и др.]. Калиевые полевые шпаты гранитоидов Алданского щита. «Геология и разведка», 1970, № 4.
Серебряков В. А. О происхождении мирмекитов. Зап. ВМО, ч. 92, вып. 1, сер. 2, 1963.
Слободской Р. М. Определение величины интрузивного давления при формировании субвулканических гранитов (на примере плутонов района Кавказских минеральных вод). ДАН СССР, 163, 1965, № 2.
Слободской Р. М. Критерии для определения механизма формирования гранитоидных массивов. «Советская геология», 1969, № 11.
Соболев В. С. Значения железистости фемических минералов и вспомогательные диаграммы для определения состава биотитов, роговых обманок и ромбических пироксенов. Минералог. сб. Львовского геол. об-ва, № 4, 1950.
Соболев В. С., Ревердатто В. В. Высокотемпературная минеральная ассоциация в контактах дифференцированной траповой интрузии на р. Нижняя Тунгуска. «Геология и геофизика», 1962, № 5.
Соболев В. С. [и др.]. Высокотемпературные включения в минералах пегматитов и гранитов. ДАН СССР, т. 157, 1964, № 2.
Соболев В. С. Физико-химические условия минералообразования в земной коре и мантии. «Геология и геофизика», 1964, № 1.
Соболев В. С. Влияние давления на пределы изоморфных замещений. ДАН СССР, т. 160, 1965, № 2.
Соболев В. С. [и др.]. Физико-химические условия глубинного петрогенезиса. «Геология и геофизика», 1970, № 4.
Соболев Р. Н., Кабанов Ю. Ф. О глубине формирования девонских гранитоидов восточной части Сарысу-Тенизского водораздела. «Геология и разведка», 1967, № 6.
Соловьев С. П. Слюды. В сб. «Петрография СССР», сер. III, вып. 1, 1938.
Сперанская И. М. О формах связи вулканизма и интрузивного магматизма в вулкано-плутонических поясах. Симпозиум по ВПФ. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1965.
Спитковская С. М. Глубинность формирования интрузивных образований неогенового магматического комплекса Закарпатья. Геол. сб. Львовского геол. об-ва, № 12, 1969.
Сретенская Н. Г. Выращивание кристаллов калиевого полевого шпата на затравке примесей рубидия. В сб. «Эксперимент исследования процессов минералообразования», М., Изд-во «Наука», 1970.
Ставров О. Д. Новые данные о содержании цезия в минералах. В сб. «Геол. месторождения редких элементов», вып. 30, М., Изд-во «Недра», 1966.
Старков Н. П. Петрография и геохимия гранитоидов левобережья р. Вишеры. II Уральское петрограф. совещание Тез. докл., вып. IV, Свердловск, Изд-во УФАН СССР, 1966.
Султанов М. С. Петрография Мачитлинского интрузива (юго-западные отроги Гиссарского хребта). Автореферат канд. дисс., Ташкент, 1964.
Таганов А. Ф., Кропатшев А. М. Применение корреляционного анализа при решении некоторых геохимических вопросов (на примере молибденовых месторождений Восточного Забайкалья), «Геология», 1964, № 3.
Тарасенко А. Г. Петрология центральной части Гиссарского плутона на основе структурного анализа. Автореферат канд. дисс., Л., 1950.
Таттл О. Ф. Остаточные растворы, образуемые кристаллизующейся водной гранитовой жидкостью. В сб. «Физ.-хим. проблемы формирования горных пород и руд», М., Изд-во АН СССР, 1961.
Таусон Л. В. Проблемы геохимии рудовмещающих структур. «Геология рудных месторождений», М. 1967, № 5.
Таусон Л. В. Факторы геохимической истории редких элементов в гранитном магматическом процессе. «Геохимия», 1967, № 11.
Таусон Л. В. [и др.]. Геолого-геохимические особенности интрузий рудоносного кукульбейско-харалгинского комплекса Центрального Забайкалья. Ежегодник Ин-та геохимии Со АН СССР, Иркутск, 1968.
Таусон Л. В., Козлов В. Д., Кузьмин М. И. Геохимические критерии рудоносности гранитоидных интрузий. В сб. «Проблемы геохимии», М., Изд-во «Наука», 1968.
Тейлор С. Р., Хейер К. С. Петрологические изменения содержания элементов-примесей в щелочных полевых шпатах. Тр. XXI МГК, вып. 2, М., ИЛ, 1963.

Темников Ю. И., Гузова Л. Г. Морфология и зональность редкометальных гранитоидных интрузивов Восточного Забайкалья. «Геология и разведка», 1969, № 7.

Тимофеевский Р. А О фациальности рудоносных малых интрузий и о рудоконтролирующей роли трубок взрыва газов Дарсунского рудного узла Восточного Забайкалья. В сб. м-лов по геологии, цветных, редких и благородных металлов. Вып. 4, М., ЦНИГИ, 1959.

Трегер В. Е. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. М., Госгеолтехиздат, 1958.

Урунбаев К. У., Далимов Т. Н. О распределении редких щелочей и таллия в липаритовой формации Юго-Западного Чаткала. ДАН СССР, 1967, № 8.

Усманов Ф. А. О сложнопостроенных дайках района Музбеля. «Узб. геол. ж.», 1956, № 2.

Усов М. А. Фазы и фации интрузивов. Изв. Сиб. отд. геол. комитета, т. IV, вып. 3, Томск, 1925.

Усов М. А. Фации и фазы пород эффузивного облика. В сб. «Проблемы Советской геологии», № 9, 1935.

Усов М. А. Фации магматических пород и их рудоносность. Труды XVII сессии МГК, М.—Л., ОНТИ, 1939.

Фаворская М. А. К вопросу о взаимоотношении эндогенного оруденения с эффузивными формациями. Мат. Всес. петрограф. совещ., Ташкент, 1958.

Ферштатер Г. Б. Структура и состав гранитов Южного и Северного Урала как показатели условий их формирования. II Уральское петрограф. совещание., Тезисы докл., вып. IV (гранитный, щелочной магматизм), Свердловск, 1966.

Ферштатер Г. Б. Магнитогорская габбро-гранитная интрузия. Свердловск. Изд-во УФАН СССР, 1966.

Ферштатер Г. Б. Полевые шпаты гранитоидов Урала как индикаторы условий их образования. ДАН СССР, т. 180, 1968, № 6.

Ферштатер Г. Б., Бородин Н. С. Петрохимические особенности гранитных и плагиогранитных серий разных формаций гранитоидов Урала. В сб. «Вопросы петрохимии», Л., 1969.

Ферштатер Г. Б., Бородин Н. С., Траянова М. В. Литий, рубидий, стронций и свинец в гранитоидах Урала. «Геохимия», 1969, № 1.

Ферштатер Г. Б., Ярош Н. А., Меттих Л. И. Магний в магнетитах и гранитоидах Урала. ДАН СССР, т. 186, 1969, № 6.

Филимонова А. А. Рудообразующие минералы и их срастания как геологические термометры. В сб. «Минералогическая термометрия и барометрия», М., Изд-во «Наука», 1965.

Флеров Б. А., Леонов Л. Е. Глубина становления Денутатского месторождения. «Геология и геофизика», 1967, № 6.

Флеров К. В., Матвеев Л. Н. Петрохимические особенности гранитоидов и оценка термодинамических условий их формирования (Северо-Западное Прибайкалье), «Геология и геофизика», 1969, № 1.

Фоминых В. Г., Знаменский Н. Д., Масалович А. М. Распределение скандия в различных генетических типах гранитоидов Урала. Уральское петрографическое совещание. Тезисы докл., т. 4, Свердловск, Изд-во УФАН СССР, 1966.

Хамидов М. Х. Влияние глубины формирования интрузивов и процессов ассимиляции на особенности распределения главнейших породообразующих минералов в раннеальпийском гранитоидном комплексе Западного Памира. Тр. ИГ АН ТаджССР, т. XVIII, вып. 3, Душанбе, Изд-во АН ТаджССР, 1959.

Хамрабаев И. Х., Искандаров Э. Связанная вода как критерий глубинности гранитоидов интрузивных тел (по экспериментальным данным). В сб. «Полезные ископаемые Узбекистана и вопросы их генезиса», Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1964.

Хамрабаев И. Х. Петролого-геохимические критерии рудоносности магматических комплексов (на примере Узбекистана). Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1969.

Хамрабаев И. Х., Далимов Т. Н., Айзенштат В. И. Фации глубинности гранитоидных формаций и опыт составления крупномасштабных карт фаций. Тезисы докл. IV Всес. петрограф. совещ., Баку, Изд-во АН АзССР, 1969.

Хамрабаев И. Х., Далимов Т. Н., Айзенштат В. И. О фациях глубинности гранитоидов (на примере гранитоидных комплексов Узбекистана). ДАН СССР, 187, 1969, № 1.

Хамрабаев И. Х. [и др.]. Магматизм Средней Азии. «Изв. АН ТаджССР», 1970, № 1.

Хамрабаев И. Х., Далимов Т. Н., Айзенштат В. И. О некоторых терминах, характеризующих условия образования горных пород. «Узб. геол. ж.», 1970, № 5.

Хитаров Н. И. [и др.]. Сравнительная характеристика растворимости воды в базальтовом и гранитном расплавах. «Геохимия», 1959, № 5.
Хитаров Н. И., Пугин В. А. Зависимость температуры начала плавления песчано-сланцевых образований от давления. «Геохимия», 1962, № 4.
Хитаров Н. И., Лебедев Е. Б., Кадик А. А. Растворимость воды в расплаве гранитного состава до 7000 *атм*. «Геохимия», 1963, № 10.
Хитаров Н. И. Информация о некоторых экспериментальных работах в области глубинных процессов. «Геохимия», 1965, № 8.
Хитаров Н. И., Нагапетян Л. Б., Лебедев Е. Б. Кристаллизация расплава дацитового состава в условиях давления водяного пара от 500 до 3000 *кг/см*^{2}. «Геохимия», 1969, № 1.
Хитаров Н. И. Информация о новых экспериментальных работах по глубинным процессам. «Геохимия», 1969, № 9.
Хитрунов А. И. Интрузивный магматизм и некоторые вопросы петрологии гранитоидов хребта Джунгарский Ала-Тау. Автореферат канд. дисс., Алма-Ата, 1969.
Хмарук Т. Г. О диаграммах «железистость — показатель преломления» для биотитов. Третья конференция молодых геологов Ин-та геолог. наук АН УССР (тезисы), Киев, Изд-во «Наукова думка», 1964.
Хрусталева Т. К. К вопросу о фациальном расчленении палеовулканических пород по коэффициенту окисления. В сб. «Вопросы петрохимии», Мат. к совещанию (21—29 апреля 1969 г.), Л., 1969.
Чайников В. И. Температуры образования мусковитов гранитных пегматитов. В сб. «Геохимия, минералогия магматогенных образований», Владивосток, 1966.
Челищев Н. Ф. Экспериментальное изучение распределения редких щелочных металлов между калиевыми минералами гранитов и водными растворами при повышенных температурах и давлениях. ДАН СССР, т. 175, 1967, № 5.
Челищев Н. Ф. О взаимоотношениях калиевого полевого шпата и мусковита при повышенных температурах и давлениях. В сб. «Эксперимент. исследования процессов минералообразования», ИМГРЭ АН СССР, М., Изд-во «Наука», 1970.
Челищев Н. Ф. Об условиях формирования горнблендитов. В сб. «Эксперимент. исследования процессов минералообразования», ИМГРЭ АН СССР, М., Изд-во «Наука», 1970.
Червяковский Г. Ф. Фациальный анализ вулканических образований и палеовулканические реставрации, Тезисы II Уральского петрогр. совещ., Свердловск, 1966.
Четвериков Л. И. Особенности лавовых покровов басс. р. Кыдым. «Изв. Высш. учебн. заведений», 1959, № 3.
Чирвинский П. Н. Средний химический состав главных минералов изверженных, метаморфических и осадочных пород. Харьков, Изд-во Харьковского ун-та, 1953.
Чистяков В. К. К вопросу о формах вхождения элементов-примесей в магнетитах. «Геохимия», 1970, № 2.
Шабынин Л. И. Еще раз о значении железистости фемических минералов. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, № 12, 1958.
Шарапов В. Н., Меламед В. Г. Применение задачи Стефана к некоторым вопросам кристаллизации интрузивных тел и контактового метаморфизма. «Геология и геофизика», 1966, № 6.
Шевченко Е. В. Физико-метасоматический анализ скорости роста минералов в малых интрузиях. ДАН СССР, 1965, № 2.
Шейнманн Ю. М. Заметки о развитии магмы. «Советская геология», 1969, № 1.
Шенгелия Д. М. О характеристике K—Na полевых шпатов в верхнепалеозойских порфиробластических гранитах Сев. Кавказа. В сб. «Магматизм, метаморфизм и метасоматоз», Тбилиси, 1969.
Шилин Н. Л. Оценка температуры и давления, существующих при формировании двуфазных гипабиссальных тел (Центральная Камчатка). В сб. «Магма малоглубинных камер», М., Изд-во «Наука», 1970.
Шилин Н. Л. Поведение элементов-примесей в процессе формирования малоглубинных тел (Камчатка). В сб. «Магма малоглубинных камер», М., Изд-во «Недра», 1970.
Шкодзинский В. С., Погорелова М. Г. О минералогических критериях щелочности некоторых магматических и метаморфических пород. В сб. «Вопр. геол. Сев.-Зап. сектора Тихоокеанского пояса», Владивосток, 1966.
Шмакин Б. М., Афонина Г. Г. О методике рентгеновского определения триклинности калиевых полевых шпатов для решения вопросов генезиса горных пород. ДАН СССР, т. 137, 1967, № 2.
Штейнберг Д. С. Некоторые закономерности локализации уральских месторождений железа и меди, генетически связанных с интрузиями. «Мат. по геологии Урала», вып. 22, Труды Свердловского горного ин-та, М., 1955.

Штейнберг Д. С., Фоминых В. Г. Состав акцессорного титано-магнетита в различных генетических типах гранитоидов Урала. ДАН СССР, т. 139, 1961, № 5.
Штейнберг А. Д., Зубин М. И. О глубине залегания магматического очага под Авагинским вулканом. ДАН СССР, т. 152, 1963, № 4.
Штейнберг Д. С., Малахов М. Х., Фоминых В. Г. Генетическое значение закономерностей распределения элементов семейства железа в магматических горных породах Урала. Зап. ВМО, ч. 93, вып. 5, сер. 2, 1964.
Штейнберг Д. С., Ферштатер Г. Б., Фоминых В. Г. Фации глубинности гранитоидов Урала Зап ВМО. № 4, 1968.
Штейнберг Д С., Ферштатер Г. Б. Об особенностях химического состава гранитов вулканических и плутонических ассоциаций. ДАН СССР, 182, 1968, № 4.
Штейнберг Д. С. [и др.]. Опыт применения петрохимии для решения проблем петрологии магматических горных пород Урала. В сб. «Вопросы петрохимии» (тезисы), Л., 1969.
Щербаков И. Б. О связи между глиноземистостью биотитов и титанистостью магнетитов в Уманьских гранитах. Третья конференция молодых геологов ИГН АН УССР (тезисы докладов), Киев, Изд-во «Наукова думка», 1964.
Щербина В. В. Зависимость изоморфных замещений от давления. «Геохимия», 1965, № 5.
Щербина В. В. О влиянии давления на изоморфные замещения. В сб. «Проблемы кристаллохимии и эндогенного минералообразования», Л., Изд-во «Наука», 1967.
Эгсетр Г. П. Новые экспериментальные исследования стабильности и фазовых соотношений водных силикатов железа. В сб. «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд», т. 1, М., Изд-во АН СССР, 1961.
Эпельбаум И. Б., Горбатый Ю. Е. Новый метод оценки кристаллизационной способности силикатных расплавов, склонных к стеклованию. В сб. «Строит. материалы и изделия из металлург. истоков», М., Стройиздат, 1965.
Яковлева Е. Б. О субвулканических фациях магматических пород Рудного Алтая. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1956, № 10.
Ярошевский А. А., Кадик А. А., Елисеева Э. Н. О термодинамических работах. «Геохимия», 1968, № 6.
Ярыгин В. И. О фации глубинности и термодинамических условиях становления Лебединского плутона (Горный Алтай). Изв. Томского политехнического института, 1969.
Bahat Dov. High temperature plagioclases from the Tertiary volcanic rocks of central Victoria. „Proc. Roy. Soc. Victoria", 1969, 83, No. 1.
Bart, T. F. W., 1951, The feldspar geologic thermometers.N. H. Miner., 82, 143—154.
Bart, T. F. W., 1955, Temperature de formation de certains granites precambriens de Norvege mèridionale. Sciences de la Terre, Nancy, 119—129.
Borkowska, M., Feldspars of the Kudowa granitoids as indicators of their crystallization températures. „Bull. Acad. polon. Sci. Ser. Sci. geol. et geogr.," 1969, 17, No. 2.
Bowen N. L., 1954, Experiment as an aid to the understanding of the natural world. „Proceed. Nat. Sci., 106, 1—2.
Buddington, A. F. Fahey, I., Vlisidis A., 1955, Termometric and petrogenetic significance of titaniferous magnetite. Amer. J. Sci., 253, 497—532.
Clauser Alfred. Zur Orientierung der Indikatrix von Hochtemperatur—plagioklasen in einem andesitischen Gestein aus Island. „Echweiz. mineral und petrogr. Mitt", 1966, 46. No. 1.
Coradossi N. Il rapporto k/Rb in alcune rocce magmatiche foscane. „Period. mineral", 1965, 34, No. 2—3.
Dasgupta, N. S., Distribution of elements between coexisting magnetite and ilmenite. „Quart. J. Geol. Mining and Metallurg. Soc. India.", 1966, 38, No. 2.
Dudek Arnos. Biotity Hlubiunych vyvzelin a jejich vztah k chemismu matechych horniu. Rozparvy CsC Academie Ved. 64. RMPV, No. 6, 1954.
Dupuy C. Rubidium et saesium dans biotite, sanidine et verre des ignimbrites de Toscane (Italie). „Chem. Geol.", 1968, 3.
Emmermann Rolf, Genetic relations between two generations of K—feldspar in a granite pluton. „Neues Jahrb. Mineral Abhandl", 1969, III, No. 3.
Engel, A. E. I., Engel, C. G., 1958, Progressive metamorphism and granitization of the major parageneiss, Northwest Adirondack Mountains, New York, Bull, Geol. Soc. Amer., 69, 1369—1413.
B. W Evans, 1965, Application of a reaction—rate method to the break down equilibria of muscovite and muscovite plus quartz, Amer. Journ. Sci. vol. 265, No. 8.
Fedack Ferry. Plagioklasove sruosty v horninach cesje vetve moldunubika. „Sb. Narodn. muzea Praze", 1965, B 21, No. 5.

Flaschen, S. S., and Osborn, E. P., Studies of the system iron oxides–silica–water at low oxygen partial pressures, Econ. Geol., vol. 52, 1957.
Fraser, A. G., Patchy zoning in plagioclase. Discussion on the paper: „Zoning in igneous plagioclase: patchy zoning" by Z. A. Vance–Author's reply. „J. Geol"., 1966, 74, No. 4.
Fyfe, W. S., Turner, F. I., Verhoogen, I., 1958, Metamorphic reactions and metamorphic facies. Geol. Soc. Amer., Mem., 73, 259.
Goranson, R., Some notes on the melting of granite. Amer. J. Sci., 1932, XXIII, 227—230.
Gulson, B. L., Electron microprobe determination of Zr/Hf ratios in zircons from the Veoval Diorite Complex, N. S. W., Australia. „Lithos", 1970, 3, No. 1.
Hamilton, E. I., The uranium content of some international standarts „Earth and Planet Sci. Leters", 1966, I, No. 5.
Hamilton Warren, The Nature of batholits. „Geol. Surv. Profess. Paper", 1967 No. 554—e.
Hellner E., Euler R., 1957. Hidrothermale und röntgenographische Untersuchungen an gesteinsbiden den Mineralen. I. Über ein geologisches Thermometer aus Grund von Untersuchungen in Biotites. Geoch. Cosmoch. Acta, 12,47—56.
Heritsch Haymo. Über die Feldspate des „Hasentalporphyroides". Sudlich Steinhaus, Sammering. „Mitt. Naturwiss. Vereines Steiermark", 1965, 95.
Jahns, R. H., Burnham, C. W., 1957, Preliminary results from experimental melting and crystallizationt of Harding, New Mexico, Pegmatite. Bull. Geol. Amer., 68, 1751—1752.
Jwasani, I. Ozama T, Vochida M., Kastura T., Kamada M., Chemical analysis of volcanic gases. „Bull. volcan.", 1965, 28.
Kennedy, G. C., Porton A., On the system silica–water. „Econ. Geol., vol. 45, 1950.
Kennedy, G. C., Wasserburg, C. I., Head, N. C., Newton, R. C., The upper three—physe region in the system SiO_2—H_2O. „Amer. Jourm. Sci., vol. 260. 1962.
Kudo Albert M., Weill Daniel, F., An igneous plagioclase thermometer. „Contribs. Mineral and Petrol.", 1970, 25, No. 1.
Kunitz W. Neues Jahrb. T. Miner., 50, 366, 1924.
Lindsley, D. H., Melting relations of plagioclase at high pressures. „Cannegie Instn. Washington Year Book", 1966. Baltimore, Md, S. a., 204.
Luth, W. C., Jans, R. H., Tuttle, O. F., The granite system to 10000 bars H_2O. „Trans. Amer. Geophys. Union", 1963, 44, No. 1,119.
Mehnert K. R., 1951. Zur Frage des Stoffhaushalts anatektischer Gesteine. N. Ib. Miner. Abh., 82, 155—198.
Mehnert, K. R., 1953. Zur Abfolge der Gesteinmobilisation im fiefen Grundgebirge (ohne Zufuhr) Geol. Rundsch., 42, 4—11.
Middlemost Eric A. K., The granite spectrum. „Lithos", 1969, 2, No. 3.
Normand David, The distribution of potassium and rubidium in the Whitehorn Stock., Central Colorado. „Compass. Sigma Gamma Epsilon", 1969, 46, No. 2.
Offedahl, I., 1943, Scandium in biotite as a geologic thermometer. Norsk. Tidsskr., vol. 23. pp. 202—213.
Rajuʼu B. V. Govinda, Nagaraja H. R., Plagioclase feldspars in the lamkhanoli granites and their genetic significance. „Gurrent Sci". (India), 1969, 38, No. 10.
Schilling Jean–Guy, Winchester John W., Rare Earth evidence for crystallization processes in the Earth's crust. „Trans. Amer. Geophys. Union", 1966, 47, No. 3.
Seifert H. Geologische Thermometr—Fortschr. Min., 1930, S. 167—291.
Sosman, R. B., 1952, Temperature scales and silicate research. Amer. J. Sci. Bomen—Vol. 517.
Stewart, D. B., 1956—57, The system Ca $Al_2Si_2O_8$—SiO_2—H_2O. Ann. Rep. Geophys. Lab. Carnegie Inst., 214—216.
Tischendort G., Friese G., Cchindler R., Die Dunkel glimmer der westerzgebirgische vortlandischen granite und ihre Bedeutung als petrogenetische und metallogenische indikatoren. Geol. Zeitschr. for das Gesamt der geologisch. W. SS. Iahrgang, 48, n. 4, 1969.
Tuttle O. F., 1955. L'origine et la classification des granites a la lumière des études experimentales dans le système $NaAlSi_8O_8$—$KAlSi_3O_8$—SiO_2—H_2O. „Sci. de la Terre", Nancy, 299—309.
Tuttle O. F., England I. L., 1955, Preliminary report on the system Sio_2—H_2O. Bull. Geol. Soc. Amer, 66, 149—152.
Tuttle, O. F., Willie, P. I., 1957, Hydrothermal studies in the system $NaAlSi_3O_8$ (Albite)–H_2O–HF and granite–H_2O–HF. Bull. Geol. Soc. Amer., 68, 187

Tuttle O. F., Bowen, N. L., 1958, Origin of granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8$—$KAlSi_3O_8$—SiO_2—H_2O. Geol. Soc.Amer. Mem., 74, 1—153.
Vincent, R. Phillips, 1954, Iron—titanium oxide minerals in layered gabbros of the Skaergaard intrusion, East Greenland. Geoch. et Cosmoch. Acta, 1954, 6, No. 1.
Vogt, I. H. L., Magmas and igneous ore deposits. Econ. Geol., 1926, XXI, No. 3. pp. 207—213n. 4, pp. 309—332, No. 5, pp. 469—497.
Vogt, I. H. L., On the feldspar diagram Or—Ab—An Skrift Norsk. Vidensk. Akad. Oslo, 1926, No. 4, pp. 1—101.
Watkins, N. D., Haggerty, S. E., Primary oxidation variations within single Icelandic laves. „Trans. Amer. Geophys. Union", 1966, 47, No. 1.
Watkins, N. D., Gunn, B. M., Coy—Yell, R., Major and trace element variations during the initial cooling of an icelandic lava. „Amer. J. Sci.", 1970, 268, No. 1.
Winkler, H. G., 1953 .Experimentelle gebildete anatekfisher Zusammensetzung. Fortschr. min. Bd. 36. s. 55.
Winkler, H., 1955, Hydrothermale Metamorpose von Tonen. J. Naturwissenschaften, H., 16, Ig. 42, 460—461.
Winkler H., 1957. Experimentelle Gesteinsmetamorphose. I, Hydrothermale Metamorphose Karbonatferier ions. Geoch. Cosm. Acta, 13, 42—69.
Winkler, H. G. F., On coexisting feldspars and their temperature of crystallization. Inst. „Lucas Mallada" Curs. Conf. Fasa., 8, 1961.
Winkler H. G. Die Genese der Metamorphen Gesteine. Springer—Verlag. Berlin—Heidelberg—new—York, 1965.
Wyart I., Sabatier G. Sur le problème de l'équilibre des feldspaths alcolins et des plagioclases. C. r. Acad. Sci., 1962, 255, No. 14.
Wones David R., Mineralogical indicators of relative oxidation states of magmatic systems. „Trans. Amer. Geophys. Union"., 1966, 47, No. 1.
Yoder, H. S., 1952, The Mgo—Al_2O_3—SiO_2—H_2O system and the related metamorphic facies Amer. J. Sci., 569—627.
Yoder, H. S., Eugster, H. P., Synthetic and natural muscovites. Geochim. et Cosmochim. Acta, 8, 266—269, 1955.

Оглавление

Введение (Т. Н. Далимов) 3
Часть I
Глава I. Понятие термина „фация“ и обзор существующих классификаций (Т. Н. Далимов) 5
Глава II. Методика фациальных исследований (Т. Н. Далимов, В. И. Айзенштат) 12
О состоянии изученности гранитоидных формаций Узбекистана 12
Методы определения давления 15
Методы определения температуры кристаллизации гранитоидов 20
Часть II
Глава III. Фации гранитоидов Чаткальской подзоны (В. И. Айзенштат) . 36
Основные черты магматизма Чаткальской структурно-формационной подзоны 36
Абиссальная (ультраабиссальная?) фация (гранодиорит-плагиогранитовая формация) 37
Мезоабиссальная фация (диорит-гранодиорит-гранитовая формация) . . 40
Гипабиссальная фация (диорит-гранодиорит-гранит-порфировая формация) 57
Глава IV. Фации гранитоидов Кураминской структурно-формационной подзоны. (Т. Н. Далимов, В. И. Айзенштат) 65
Мезоабиссальная фация 67
Гипабиссальная фация 81
Субвулканическая фация (липаритовая формация) 97
Глава V. Фации гранитоидов Южного Узбекистана (Т. Н. Далимов) . . 104
Главнейшие особенности геологического строения 104
Абиссальная фация (гранодиорит-гранитовая формация) 110
Мезоабиссальная фация 114
Гипабиссальная фация 123
Субвулканическая и экструзивная фации 128
Часть III
Глава VI. Критерии фациальности гранитоидов (Т. Н. Далимов) 138
Структурно-геологические критерии 140
Глава VII. Петрогеохимические и минералогические критерии (В. И. Айзенштат, Т. Н. Далимов) 156
Характер распределения и дисперсия петрогенных окислов в гранитоидах 157
Характер распределения и дисперсия элементов-примесей в гранитоидах 166
Заключение (Т. Н. Далимов) 207
Литература 209

Вышли из печати

Шерматов М.

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ЛЕССОВЫХ ПОРОД ЧАТКАЛЬСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ

10 изд. л. Цена 1 р. 10 к.

В работе охарактеризованы физико-географические условия территории, рассматривается геоморфологическое строение и роль новейшей тектоники в формировании современного рельефа. Исследуются зональность распространения, вещественный состав и физико-механические свойства различных генетических типов пород.

Книга рассчитана на широкий круг инженеров-геологов и гидрогеологов.

Касымов С. М., Исламов А. И., Тураходжаев А. У.

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ЗАПАДНОГО УЗБЕКИСТАНА.

10 изд. л. Цена 1 р. 10 к.

В монографии описаны естественноисторические и инженерно-геологические условия Западного Узбекистана, где основными картируемыми элементами являются инженерно-геологические группы пород Каждая группа как коренных, так и поверхностных пород в свою очередь подразделяется на подгруппы.

В работе проведено также инженерно-геологическое районирование территории Западного Узбекистана.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов, работающих в области инженерной геологии, гидрогеологии.

Крейтер А. А., Насыров М. А. и др.

СОВРЕМЕННОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ В БАССЕЙНЕ РЕКИ ЗАРАФШАН.

10 изд. л. Цена 1 р.

В сборнике обобщены данные о типах и количестве ледников, их морфометрии, запасах льда, ледникового стока и т. д. Выделяются репрезентативные ледники, детально рассматривается режим ледников во взаимодействии с окружающей средой. На основании новых данных, сопоставлений с другими ледниковыми районами и теоретических обобщений дается оценка современного оледенения в бассейне реки Зарафшан.

Книга представляет интерес для широкого круга читателей, изучающих и осваивающих водные ресурсы.

Т. Н. Далимов, В. И. Айзенштат

ФАЦИАЛЬНОСТЬ ГРАНИТОИДНЫХ ФОРМАЦИЙ УЗБЕКИСТАНА

Утверждено к печати Ученым советом Института геологии и геофизики им. Х. М. Абдуллаева, Отделением „Науки о Земле" АН УзССР.

Редактор *Д. Захаровская*
Технический редактор *Р. Ибрагимова*
Корректор *Т. Сагановская*

Р05299. Сдано в набор 1/II-72 г. Подписано к печати 28/III-72 г. Формат 70×108 $^1/_{16}$. Бум. тип. № 2. 7,125 бум. л. 19,95 печ. л. Уч. изд. л. 18,5. Изд. № 1023. Тираж 650. Цена 2р. 25 к.

Типография Изд-ва „Фан" УзССР, ул. Черданцева, 21. Заказ 41.
Адрес Изд-ва: г. Ташкент, ул. Гоголя, 70.

2R25K.

487