

**ФОРМАЦИИ И ФАЦИИ
ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ И КАЙНОЗОЙСКИХ
МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ
ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАМЧАТКИ**

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1968

**ФОРМАЦИЯ ГАББРО-ГРАНОДИОРИТОВ
МИОЦЕНОВОГО ВОЗРАСТА**

О. Н. ВОЛЫНЕЦ, А. В. КОЛОСКОВ,
Г. Б. ФЛЕРОВ, Н. Л. ШИЛИН

Интрузивные образования миоценового возраста широко распространены на территории Центральной и Юго-Восточной Камчатки и выделены здесь еще В. Я. Степановым (1946). Несколько ранее Д. С. Харкевич (1940) обратил внимание на сходство некоторых интрузивных массивов Камчатки с неоинтрузиями Кавказа. В результате региональных геологических съемок (В. А. Ярмолюк, А. Ф. Марченко, М. И. Горяев, М. М. Лебедев, В. Н. Бондаренко, С. Е. Апрельков, Ю. М. Слепов и др.) и проводившихся в последние годы тематических работ (М. А. Фаворская, К. В. Прохоров, авторы настоящей статьи) был собран значительный фактический материал, который недавно был опубликован в монографии К. В. Прохорова «Третичные гранитоиды Камчатки» (1964)¹. Новые данные, полученные авторами настоящей статьи, а также сотрудниками Камчатского геологического управления Б. К. Долматовым, Ю. М. Слеповым, М. Ю. Хотиным, В. С. Шеймовичем и другими, позволяют по-иному осветить ряд вопросов, связанных с закономерностями формирования и особенностями строения интрузий миоценовых гранитоидов.

**ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, МОРФОЛОГИЯ
И ТИПЫ ИНТРУЗИВНЫХ ТЕЛ**

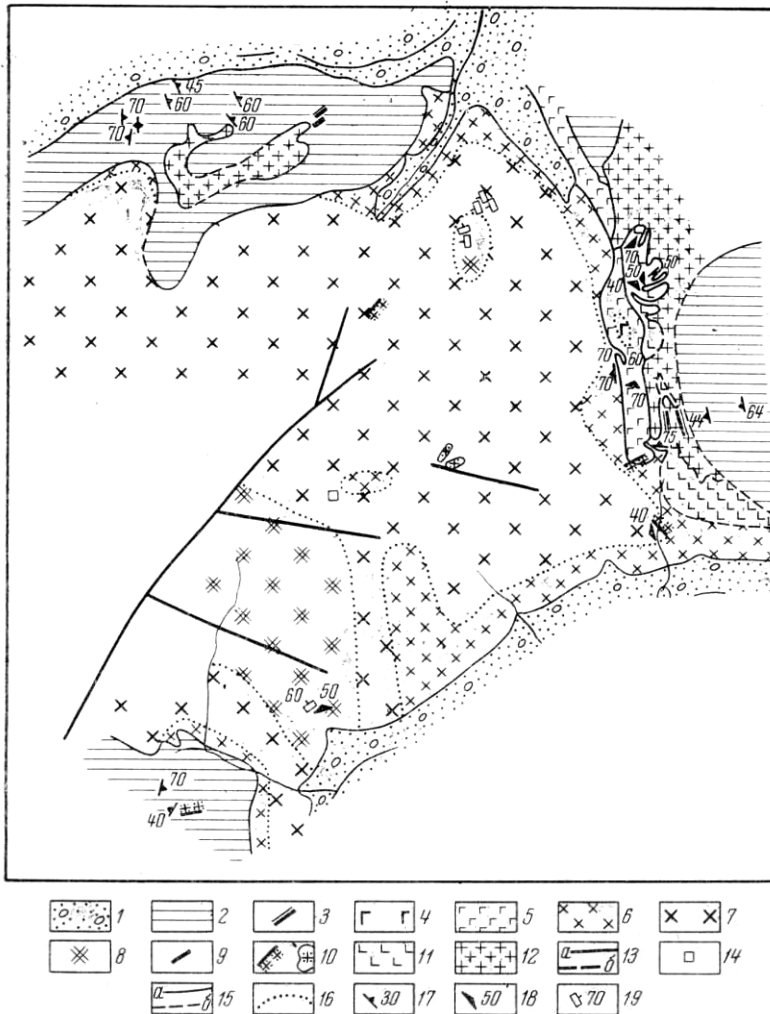
Типы массивов

Детальные, петрографические исследования, проведенные авторами в период 1960—1964 гг., позволяют говорить о существовании в изученном регионе двух типов посторогенных массивов миоценовых гранитоидов.

Интрузивные массивы первого типа сформировались в течение двух последовательных фаз внедрения и изучались нами в верхней части и на восточном склоне Срединного Камчатского хребта в верховьях рек Утудумец — Юртиная (фиг. 1), Кенсол, Шаромской. Такой же массив изучен на Юго-Восточной Камчатке (бухта Ахотен) К. В. Прохоровым (1964)², а позднее М. Ю. Хотиным и Ю. М. Слеповым. По данным Б. К. Долматова, многофазовые массивы миоценовых гранитоидов отмечаются в верховьях Средней Авачи.

¹ Следует отметить, что К. В. Прохоров понимал под третичными гранитоидами Камчатки лишь интрузивные образования описываемой формации.

² К. В. Прохоров рассматривает этот массив как однофазовый.



Фиг. 1. Схема геологического строения участка водораздела рек Утудумец — Юртиная
 1 — аллювиальные отложения; 2 — биотитовые гнейсы и микрогнейсы; 3 — жилы диорит-порфиров и гранодиорит-порфиров; 4 — 10 интрузивный массив гранитоидов миоценового возраста: 4 — порфировидные двупироксеновые габбро, 5 — пироксен-биотит-роговообманковые кварцевые габбро, габбро-диориты, 6 — биотит-роговообманковые диориты, кварцевые диориты, калишпатсодержащие кварцевые диориты, 7 — биотит-роговообманковые гранодиориты, 8 — биотит-роговообманковые, редко биотитовые граниты, 9 — жилы диоритовых порфиров, 10 — жилы и неправильные тела биотитовых гранитов; 11 — 12 — интрузивный массив гранитоидов верхний мел — палеогенового возраста: 11 — биотит-роговообманковые кварцевые диориты, 12 — биотитовые граниты и гранодиориты; 13 — разрывные нарушения: *a* — установленные, *b* — предполагаемые; 14 — выходы пегматитов; 15 — геологические границы: *a* — установленные, *b* — предполагаемые; 16 — границы фаций интрузивных пород; 17 — элементы сланцеватости и гнейсоватости метаморфических пород; 18 — полосчатые и линейно-плоскостные тектуры интрузивных пород, 19 — ориентировка ксенолитов и шлиров в интрузивных породах

Общими особенностями массивов этого типа являются: 1) четкие интрузивные контакты между отдельными фазами; причем первая фаза более основная по составу пород (преобладает габбро-диорит с содержанием 52—54% кремнезема) и значительно менее значимая по масштабам проявления по сравнению со второй (преобладающий тип пород — гранодиорит с содержанием кремнезема 60—62%); 2) наличие для каждой фазы внедрения своей жильной серии (шлировых габбро-пегматитов для первой фазы, жил аплитов и шлировых гранитных

пегматитов для второй фазы); 3) относительно простой петрографический состав каждой фазы внедрения и четкое закономерное размещение отдельных типов пород в пространстве, при котором более основные различия (например, кварцевые диориты во второй фазе) приурочены обычно к контактам; 4) появление во второй фазе внедрения кислых пород гранитового типа, дающих либо постепенные переходы к более основным различиям, либо рвущие контакты (дополнительные интрузии и дайки I этапа, по В. С. Коптеву-Дворникову (1952)); 5) весьма незначительное контактное воздействие на вмещающие породы; 6) обильные ксенолиты (поверхностные и глубинные) особенно в породах второй фазы; провесы кровли; степень изменения поверхностных ксенолитов невелика.

Следует отметить, что наряду со случаями, когда первая и вторая фазы внедрения пространственно совмещены и образуют единые массивы, отмечаются и случаи, когда интрузивные массивы обязаны своим происхождением проявлению только одной какой-нибудь фазы. В качестве примеров можно привести небольшое интрузивное тело габброидов по ручью Левый Кагнисин, сложенное породами первой фазы, и довольно крупные интрузии горы Барабы (бассейн р. Облуковины) и горы Кусапак (бассейн р. Карымчины), представленные породами второй фазы, которые были изучены В. Н. Лукьяновым, И. А. Сидорчуком и В. Н. Бондаренко.

Интрузивные массивы второго типа образованы за счет одноактного внедрения недифференцированной магмы. Они отмечались всеми исследователями, работавшими в этом регионе, и изучались нами на примере массивов перевала Кирганикского (Волынец и др., 1963), ключа Начального, горы Лунтос, ручья Кагнисин и р. Жупанки. Характерными особенностями массивов этого типа являются: 1) широкое проявление дифференциации в интрузивных камерах от габбро до гранодиоритов с постепенными переходами между всеми различиями пород; 2) интенсивное развитие дайковой серии (перимагматических даек, даек I и II этапов), причем дайки I этапа завершают период становления всего интрузивного массива, а дайки II этапа внедряются уже в достаточно остывшие интрузивные породы; 3) пестрый петрографический состав и часто быстрая незакономерная смена отдельных различий пород в пространстве; 4) отсутствие среди дифференциатов пород типа гранитов (за исключением жил гранит-аплитов); 5) широкое развитие порфиридных и даже порфириновых (так называемые диоритовые порфириты) различий; 6) большее по сравнению с интрузивными массивами первого типа контактное воздействие, которое нередко выражается в полной перекристаллизации вмещающих пород и превращении их в зернистые породы интрузивного облика; 7) обильные поверхностные ксенолиты, нередко глубоко переработанные, и провесы кровли; 8) весьма значительный гибридность в интрузивной камере и, как следствие, зависимость петрографического состава массивов от состава вмещающих пород (более кислые и равновесные различия на контакте с глинисто-песчанистыми породами и более основные и менее равновесные на контакте с основными эффузивами и их туфами). Таким образом, перечисленные выше факты позволяют говорить, что формирование интрузивных массивов первого типа происходило за счет дифференциации магмы на глубине и последовательного внедрения отдельных дифференциатов. Степень же дифференцированности магматического расплава в интрузивных камерах невелика.

В массивах второго типа все разнообразие пород (от габбро до гранодиоритов) обусловлено дифференциацией магмы в интрузивных камерах при активной роли контактного взаимодействия магмы с вмещающими породами.

Несмотря на указанные существенные отличия, целый ряд данных (тектоническое положение, особенности главных породообразующих ми-

нералов и состав аксессуаров, характерные рудопроявления, петро- и геохимическое родство и т. д.) позволяет рассматривать оба выделенных типа интрузивных образований в составе единой магматической формации.

Возраст

Возраст интрузивных массивов обоих типов миоценовый, что устанавливается на основании неоднократно наблюдавшихся горячих контактов интрузивных пород с вулканогенно-осадочными отложениями, охарактеризованными миоценовой фауной на территории Юго-Восточной Камчатки и в Срединном Камчатском хребте¹.

В. Н. Бондаренко, проводивший геологическую съемку на территории Южно-Быстринского хребта и хребта Балаганчик в 1959 и 1960 гг., выделил среди миоценовых гранитоидов две группы: предсреднемиоценовую (раннемиоценовую) и предверхнемиоценовую (позднемиоценовую). Позднее полученные им данные были распространены на прилегающие районы Юго-Восточной Камчатки С. Е. Апрельковым и Ю. М. Слеповым. Однако ряд исследователей, проводивших детальные петрологические работы в этом районе (Прохоров, 1964, и др.), не разделяют мнения В. Н. Бондаренко и относят все миоценовые гранитоиды к предсреднемиоценовым, оговаривая, однако, при этом, плиоценовый возраст позднемиоценовых интрузий В. Н. Бондаренко.

За последние годы в результате геологосъемочных и тематических работ в Срединном Камчатском хребте были получены новые данные, подтверждающие позднемиоценовый возраст ряда гранитных массивов. Так, факт прорывания вулканогенно-осадочных отложений с фауной нижнего — среднего миоцена был установлен авторами на участке ключа Начального (притока ручья Кагнисин). Ю. А. Новоселовым в бассейне р. Кимитиной наблюдалось прорывание интрузией диоритов отложений, охарактеризованных среднемиоценовой фауной. Интересно, что в обоих указанных случаях интрузии представлены вторым типом массивов (массивами, дифференцированными в камере).

Верхняя возрастная граница внедрения гранитоидов устанавливается на основании перекрытия их вулканогенными породами алнейской серии плиоцен-нижнечетвертичного (?) возраста. Имеются также данные о перекрытии миоценовых гранитоидов вулканогенными образованиями, относимыми к среднему миоцену. Такие взаимоотношения наблюдались А. Ф. Марченко и К. В. Прохоровым (1964) на озере Зеленом, Ю. А. Новоселовым — в верховьях р. Малая Кимитина. На всех указанных участках перекрываются породы, относимые ко второй фазе массивов первого типа. Следует, однако, заметить, что во всех перечисленных случаях остается некоторое сомнение в правильности интерпретации наблюдавшихся фактов. Так, на участке озера Зеленого возраст перекрывающей толщи датируется как среднемиоценовый по фауне и как верхнеплиоцен — нижнечетвертичный по спорам и пыльце (см. статью И. К. Волчанской и Е. М. Малаевой в настоящем сборнике); на участке р. Малой Кимитиной в туффитах березовской свиты среднемиоценового возраста вблизи контакта с интрузией наблюдались обломки микропегматита, аналогичного микропегматиту в интрузии, но сам контакт скрыт под чехлом рыхлых отложений.

Имеющиеся в нашем распоряжении определения абсолютного возраста миоценовых гранитоидов Срединного Камчатского хребта, вы-

¹ Контакты интрузивных тел специально изучали М. А. Фаворская, И. К. Волчанская, Д. И. Фрих-Хар, С. Е. Апрельков, Ю. М. Слепов на площади Юго-Восточной Камчатки и В. К. Ротман, Ю. А. Новоселов, Ю. В. Жегалов в Срединном Камчатском хребте.

полненные в лаборатории абсолютного возраста ИГЕМ по калий-аргоновому методу, подтверждают их миоценовый возраст, но из-за их малочисленности не могут быть использованы для более точной датировки (см. таблицу).

Определения абсолютного возраста миоценовых гранитоидов Срединного хребта

Образец	Массив	Порода или минерал	Возраст, млн. лет	Автор материала,
3160/1	Кирганикский	Аплит	10±2	Г. Б. Флеров, 1960
218/5	Озерновский	»	18±3	»
129/2	»	Калишпат (из пегматита)	23 ± 7	»
1187	Бухта Большая Сарайная	Биотит	13±2	М. А. Фаворская, 1965
1182	То же	Аплит	18 ±3	»

В сложившейся ситуации существенную помощь в уточнении возраста гранитоидов может оказать анализ тектонического развития самого исследуемого региона и сопряженных территорий.

Так, для территории Юго-Восточной Камчатки, по материалам региональных геологических съемок Ю. М. Слепова и С. Е. Апрелькова, устанавливается трансгрессивное перекрывание отложениями березовской свиты среднего миоцена нижележащих верхнеолигоцен-нижнемиоценовых образований. Вместе с тем занимающиеся изучением тектоники Юго-Восточной Камчатки Ю. П. Масуренков и О. П. Егоров пришли к выводу о наследовании структур и центров вулканизма на этой территории в течение нижнего — среднего миоцена и о перестройке структурно-тектонического плана только во время образования алнейской серии (устное сообщение).

В сопряженной с исследованным регионом Западно-Камчатской структурно-фациальной зоне, характеризующейся полным разрезом неогена, в результате работ Н. Ф. Данилеско, Г. П. Сингаевского, П. А. Коваль, В. П. Вдовенко в миоцене устанавливается одно крупное несогласие на границе среднего и верхнего миоцена, тогда как несогласие на границе нижнего и среднего миоцена либо не проявлено, либо проявлено очень локально — вблизи областей устойчивых воздыманий.

Перечисленные данные (факты прорывания интрузиями второго типа отложений нижнего — среднего и среднего миоцена, наличие крупных тектонических подвижек в сопряженной области на границе среднего и верхнего миоцена и слабое проявление их в предсреднемиоценовое время, перестройка структурного плана в послесреднемиоценовое время и т. д.) позволяют, на наш взгляд, считать позднемиоценовый (предверхнемиоценовый) возраст гранитоидов более обоснованным и принять такую датировку для массивов второго типа, оставляя пока в достаточной мере условным раннемиоценовый (предсреднемиоценовый) возраст для массивов первого типа (дифференцированных по фазам).

Миоценовые гранитоиды, развитые в полосе вулканогенно-осадочных пород верхнемелового возраста или среди метаморфических толщ Срединного хребта, достаточно легко идентифицируются на основании минералого-петрографического и петрохимического сравнительного изучения с интрузивными массивами, прорывающими миоценовые толщи. Миоценовый возраст первых устанавливается также и по определениям абсолютного возраста (см. таблицу, Кирганикский массив).

Особенности структурного контроля, размеры и форма интрузивных тел и механизм их формирования

Анализ региональных геологических карт показывает, что пространственно миоценовые гранитоиды группируются в линейно вытянутые зоны преимущественно северо-западного и меридионального направления. К этим же зонам приурочены как более древние (верхний мел — палеогеновые), так и более молодые (плиоценовые) интрузии. Это обстоятельство, а также ряд других геологических данных (приуроченность к этим зонам полей гидротермально измененных пород, эффузивов и дайковых полей и т. д.) позволяют считать, что указанные зоны представляют собой крупные и долговивущие нарушения нарушения глубокого заложения. Из числа наиболее крупных подобных зон нужно отметить следующие:

1. Северо-северо-западная зона, протягивающаяся от бухты Ахомтен на юго-востоке через гору Юрчик в верховья ручья Кагнисин и р. Средней Воровской на северо-западе. К этой зоне приурочены наиболее крупные массивы миоценовых гранитоидов (бухт Ахомтен, Саранной, гор Глиняной, Ганальский тур, рек Утудумец, Юртиной), а также крупные массивы верхний мел — палеогеновых гранитоидов (горы Юрчик, ручья Кагнисин, р. Средней Воровской) и плиоценовых гранодиорит-порфиров (массив горы Касанги, небольшие интрузивные тела по ручью Кагнисин, и др.).

2. Северо-западная зона, протягивающаяся от Шипунского полуострова до верховьев р. Средняя Авачи и включающая миоценовые гранитоиды.

3. Северо-западная зона, проходящая по долинам рек Кирганик и Ичи (северная часть диагонального шва В. К. Ротмана, 1964). К ней приурочены миоценовые гранитоиды (р. Правый Кирганик и Кирганикского перевала), верхний мел — палеогеновые (р. Самки) и плиоценовые (субвулканические интрузии диорит-порфиров и гранодиорит-порфиров и дайковое поле Кирганикского перевала).

4. Меридиональная зона, протягивающаяся по восточному борту Среднего Камчатского хребта, вдоль которой располагаются массивы как миоценовых гранитоидов (рек Озерновская, Жупанка, Шаромская, Кенсол и др.), так и более древних формаций габбро-сиенитов — трахиандезитов (р. Евсейчихи, р. Кувагдач, р. Озерной Камчатки). Здесь же развиты дайковые поля плиоценовых гранодиорит-порфиров.

Будучи в целом приуроченными к указанным выше крупным и долговивущим ослабленным тектоническим зонам, массивы миоценовых гранитоидов локализуются, как правило, в трещинах, оперяющих эти зоны, и нередко являются межформационными телами, располагающимися на контакте различных литологических толщ (массив р. Кенсол, горы Барабы, Кирганикского перевала, рек Жупанки, Шаромской и др.).

В плане интрузивные тела имеют как изометричную (бухта Ахомтен, реки Юртиная, Утудумец и др.), так и эллипсоидальную (реки Кенсол, Шаромская и др.) и даже вытянутую дайкообразную форму (горы Бараба, мелкие интрузии габброидов по ключу Кагнисин, горы Лунтос и т. д.). Площади массивов колеблются в значительных пределах — от 1—2 до 100—200 и даже 250 км², хотя преобладают интрузии с площадями 10—20 км².

Наибольшие различия отмечаются в массивах, дифференцированных по фазам внедрения, когда интрузивные тела, сформированные в течение первой фазы, имеют площадь от 1—2 до 5—10 км², тогда как вторая фаза дает массивы площадью от 20 до 100—200 км². Однофазовые интрузивные массивы, дифференцированные в камере, имеют площадь 10—30 км², реже до 50 км².

Многочисленные геологические наблюдения над контактами интрузивных массивов, а также результаты структурного и петроструктурного анализов, проведенных авторами, позволяют говорить о многообразии форм проявления миоценовых плутонических образований: о грибообразных массивах типа лакколлитов (вторая фаза интрузий р. Кенсол и рек Юртиной, Утудумец), о крутонаклонных трубообразных телах типа штоков (многочисленные мелкие интрузии, в частности первая фаза интрузий р. Кенсол и перевала Кирганикского), о пологих или крутых, вытянутых в одном направлении телах типа даек (горы Барабы, мелкие тела габброидов; горы Лунтос, по ручью Кангисин), о межпластовых телах (озеро Лебяжье, по данным М. Ю. Хотина и Ю. М. Слепова). Таким образом, среди миоценовых плутонов выделяются как дискордантные интрузии трещинного типа, так и грубосогласные со структурой вмещающих пород межформационные тела. Следует заметить, что грубосогласный межформационный тип весьма характерен для второй фазы массивов, дифференцированных по фазам внедрения, тогда как для их первой фазы, так же, как и для однофазных (дифференцированных в камерах) плутонов, обычен трещинный тип (хотя и они нередко приурочены к контактам литологически различных толщ). Вместе с тем все миоценовые интрузивы являются представителями плутонов посторогенного типа.

Локализация дифференцированных по фазам внедрения плутонов происходила, как это удалось показать на примере массива р. Кенсол, путем чисто механического внедрения магмы в верхние структурные горизонты. Роль магматического замещения при этом крайне ничтожна (весьма слабое контактовое воздействие, угловатые, слабо измененные ксенолиты вмещающих пород, отсутствие признаков гибридизма в камере), тогда как значение тектонических подвижек весьма велико. Это обусловило не только пространственное разделение последовательно образовывавшихся на глубине (в промежуточных очагах?) дифференциатов магмы, но и крайне беспокойные условия кристаллизации в камере (наличие кварцевых тектонитов на диаграммах структурного анализа, прототектонические структуры кварца и биотита, многостадийная зональность плагиоклаза, реакционные взаимоотношения между минералами различных генераций). Детальными исследованиями удалось установить структурную анизотропность таких массивов, а также то, что магма кристаллизовалась в движении и к моменту заполнения интрузивной камеры уже содержала некоторое количество кристаллического вещества (интрателлургическая генерация плагиоклаза, пироксена и амфибола).

При формировании однофазовых (дифференцированных в камере массивов) роль контактового взаимодействия магмы с вмещающими породами была куда более значительна. Об этом свидетельствуют и более интенсивные процессы изменения вмещающих пород на контакте с интрузивами и значительно более интенсивная переработка ксенолитов и нередко наблюдаемая зависимость состава эндоконтактных фаций интрузива от состава вмещающих пород (р. Жупанка, перевал Кирганикский). Значение интрателлургических образований (количество кристаллического материала в магме при заполнении ею интрузивной камеры) в этих массивах невелико. Мелкие подвижки при становлении плутонов существенны, что выражается в наличии прототектонических структур кварца.

Глубина формирования, скорость застывания, характер взаимодействия с вмещающими породами

Глубина застывания миоценовых интрузивных массивов второго типа (дифференцированных в камере) может быть оценена на основании следующих данных. На участке ключа Начального небольшой интрузивный

массив габброидов прорывает нижнюю часть вулканогенно-осадочной толщи нижнего — среднего миоцена, общая мощность которой в указанном участке 1200—1300 м. Так как интрузив прорывает только нижние 300—400 м толщи, то глубина его формирования, по-видимому, не превышала 1000 м. В бассейне р. Кимитиной Ю. А. Новоселовым в 1962 г. наблюдалось прорывание интрузиями диоритов нижней части березовской свиты (с фауной среднего миоцена), мощность которой оценивается здесь в 1500 м. Таким образом, исходя из имеющихся данных, можно считать, что дифференцированные в камере плутоны миоценовых гранитоидов формируются на глубинах 1000—1500 м. Эти цифры хорошо согласуются с данными, приводимыми К. В. Прохоровым (1964) для дифференцированных по фазам миоценовых интрузивов Юго-Восточной Камчатки, которые формировались на глубинах не более 500—1500 м.

Небольшие глубины формирования интрузивов и высокая скорость застывания расплава в интрузивных камерах отражают следующие особенности минерального состава пород: сохранение высокотемпературных интрателлурических генераций минералов в дифференцированных по фазам массивах, появление резко порфирированных пород и невыровненности состава между центральными и периферическими частями дифференцированных в камере массивов, наличие характерных для обоих типов плутонов реакционных взаимоотношений между минералами.

Очевидно, в прямой связи с небольшой глубиной формирования и высокой скоростью остывания находятся и весьма незначительные ореолы контактового изменения вблизи миоценовых гранитоидов, обычно исчерпывающиеся первыми десятками метров и даже метрами. Правда, мощность процессов ороговикования и характер их проявления, очевидно, зависят также во многом от энергетических запасов интрузий. Как следствие последнего фактора мощность зон ороговикования, как и степень ороговикования, вблизи дифференцированных в камере однофазовых интрузий значительно выше, чем для дифференцированных по фазам, хотя глубины формирования их примерно одинаковые. Так, даже для очень небольшого по размерам интрузивного массива р. Жупанки мощность зоны ороговикования достигает 50—80 м, а для более крупных интрузий в Южно-Быстринском хребте, по данным В. Н. Бондаренко, даже 80—120 м.

Глубина эрозионного среза

Глубина эрозионного среза миоценовых гранитоидов весьма незначительна, о чем свидетельствуют присутствующие почти в каждом интрузивном массиве на значительном удалении от боковых контактов кровли и ксенолиты вмещающих пород. Кроме того, некоторые исследователи наблюдали апикальные контакты интрузии. (Например, Б. К. Долматов, для интрузии горы Тимановской.) Следует отметить, что в крайних северных и южных участках изученного региона глубина эрозионного среза интрузий, как правило, меньшая, чем в центральных частях региона. Интрузии там нередко обнажаются в руслах водотоков, тогда как борта долин сложены вмещающими породами. Эрозия зачастую вскрывает в этих районах только эндоконтактные фации интрузивных массивов.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ИНТРУЗИВНЫХ ТЕЛ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ В НИХ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ РАЗНОСТЕЙ ПОРОД

Существенное различие в условиях становления двух выделенных выше типов массивов миоценовых гранитоидов, заключающееся в последовательном внедрении в верхние структурные этажи продуктов

дифференциации магмы на глубине для одного типа и во внедрении недифференцированной магмы с ее последующей дифференциацией в интрузивной камере для другого, вызвало и большие отличия в распределении петрографических разностей пород в каждом из указанных типов массивов.

Массивы, дифференцированные по фазам внедрения

Петрографический состав каждой фазы таких массивов достаточно прост и ограничивается двумя-тремя разностями пород (см. фиг. 1).

Так для первой фазы внедрения характерны биотит-амфибол-пироксеновые габбро-диориты и габбро, амфиболовые габбро, биотитовые габбро-нориты. Более основные разности пород могут локализоваться как в центральных (реки Юртиная, Утудумец), так и в периферических (р. Кенсол) частях массивов. В составе пород первой фазы массива бухты Ахонтен М. Ю. Хотин и Ю. М. Слепов отмечают несколько более кислые разности: кварцсодержащие и кварцевые пироксеновые, амфибол-пироксеновые и амфиболовые диориты. Весьма типичен для пород первой фазы лейкократовый облик и наличие калишпата даже в их наиболее основных разностях. Преобладает лейкократовый габбро-диорит, содержащий кварц и калишпат. Общий лейкократовый характер пород подчеркивается существованием для некоторых массивов (р. Кенсол) существенно плагиоклазовой (лабродоритовой) субфазы, опережающей по времени внедрения главную массу пород первой фазы, и наличием в том же массиве полосчатых текстур, обусловленных чередованием мезократовых (содержание темноцветных минералов 40%) и лейкократовых (содержание темноцветных минералов 20—25%) разностей. Среди габброидов отмечаются шлировые средне-крупнозернистые габбро-пегматиты (реки Юртиная, Утудумец), центральные части которых являются существенно темноцветными минералами. Контакты таких шлиров нерезкие, с постепенным переходом во вмещающие габброиды.

В составе второй фазы внедрения принимают участие гранодиориты, кварцевые диориты и граниты. Количественное распределение этих пород зависит от степени эродированности массивов. В сильно эродированных массивах, изученных нами (реки Юртиная, Утудумец, Кенсол, Шаромская), а также В. Н. Лукьяновым, И. А. Сидорчуком, В. Н. Бондаренко (горы Бараба и Кусапак), биотит-амфиболовые гранодиориты являются преобладающей разностью пород, составляя 60—70% площади обнажающихся интрузивных массивов, сложенных породами второй фазы. Кварцевые диориты (биотит-амфиболовые, нередко с реликтами моноклинного пироксена) в таких массивах слагают их краевые части, вытягиваясь узкой полосой вдоль контактов с вмещающими породами. Реже они присутствуют в центральных частях массивов, вблизи провесов кровли или куполовидных выступов в теле интрузивов, фиксирующих по элементам их внутренней структуры. Граниты (биотит-амфиболовые, реже биотитовые) обычно слагают небольшие участки в центральных частях интрузивных тел, реже локализируются в области пологих контактов (реки Юртиная, Утудумец). Отмечаются случаи приуроченности гранитов к наиболее глубоко эродированным частям массивов (гора Кусапак).

В менее эродированных массивах (р. Малая Кимитина, гора Глиняная) Ю. А. Новоселовым, К. В. Прохоровым (1964) и другими отмечено, что преобладающими разностями пород являются кварцевые диориты, а гранодиориты и граниты отмечаются в центральных частях массивов.

Исключение из общего правила составляет наиболее крупный из миоценовых гранитоидных массивов — массив бухты Ахонтен, в котором, по данным К. В. Прохорова (1964), М. Ю. Хотина и Ю. М. Слепова,

биотит-амфиболовые граниты являются преобладающей разностью пород, а гранодиориты, так же как и кварцевые диориты, приурочены к областям эндоконтактов. Может быть, такое распределение связано с крупными размерами массива и наибольшей его эродированностью.

Между всеми перечисленными разностями пород наблюдаются постепенные переходы. Однако в массиве рек Юртиной и Утудумца биотитовые граниты наряду с постепенными переходами к биотит-амфиболовым гранитам и гранодиоритам иногда дают с ними резкие секущие контакты, образуя небольшие тела неправильной формы. В Ахомтенском массиве аналогичное положение по отношению к биотит-амфиболовым гранитам занимают аляскиты. Отмеченные взаимоотношения между указанными разностями пород (постепенные переходы или резкие рвущие контакты) позволяют рассматривать биотитовые граниты массива рек Юртиной — Утудумца и аляскиты Ахомтенского массива как фацию дополнительных интрузий (в понимании В. С. Коптева-Дворникова, 1952).

Вторая фаза гранитоидов сопровождается жилами биотитовых гранитов, аляскитовых гранитов, аплитов, шлировыми пегматитами (дайки первого этапа, по В. С. Коптеву-Дворникову, 1952). Мощность жил, как правило, невелика — от 2—5 до 10 см для аплитов и до 20—50 и даже 100 см для гранитов. Их контакты с вмещающими породами резкие, четкие; в лежачем боку жилок гранита наблюдаются нередко аплитовидные оторочки, а иногда параллельная плоскости контакта ориентировка биотита (реки Юртиная, Утудумец). В аплитах отмечена вкрапленность борнита.

Пегматиты биотитовые, обычно образуют шлиры длиной до 1,0—1,5 м. Лишь в одном случае наблюдался шпир длиной 12—15 м при максимальной ширине 5—6 м. Крупные шлиры пегматитов (от 0,5 м и более) обычно зональны, с тонкими аплитовыми оторочками, среднезернистыми биотит-кварц-полевошпатовыми со шлировыми скоплениями биотита (р. Кенсол) центральными зонами. В центральных зонах пегматитов нередко отмечаются рудная вкрапленность (молибденит, р. Кенсол; титаномагнетит, р. Юртиная) и пустотки, выполненные кристаллами прозрачного кварца, реже кальцита и сфена (р. Кенсол).

Жилы аплитов и гранитов секутся кварцевыми и кварц-полевошпатовыми прожилками с жемчужками друзового кварца, гнездами и вкрапленностью рудных минералов — гематита, магнетита, сфалерита, халькопирита, реже молибденита (реки Юртиная, Утудумец). Однако проявления металлов имеют лишь минералогический интерес.

Дайки второго этапа среди интрузивных пород этого типа распространены весьма незначительно и представлены микродиоритами и диоритовыми порфиритами. Их мощность 1—3—5 м. По отношению к дайкам первого этапа они являются более поздними и пересекают их. Характерно для даек этого типа наличие закаленных эндоконтактов.

Контакт первой и второй фаз внедрения наблюдался нами на участках рек Юртиной, Утудумца, Кенсола и Шаромской. Во всех случаях были отмечены резкая и прямолинейная его форма и срезание линией контакта линейно-плоскостной ориентировки в габбро и габбро-диоритах, а также линейная ориентировка амфибола, параллельная плоскости контакта, в кварцевых диоритах второй фазы. В зоне эндоконтакта кварцевые диориты нередко образуют лейкократовую существенно кварц-полевошпатовую оторочку шириной 1,0—1,5 см и иногда имеют порфировидное строение (р. Кенсол). В верховьях правого истока р. Юртиной в габбро-диоритах вблизи контакта с гранодиоритами и кварцевыми диоритами второй фазы наблюдались многочисленные жилы лейкократовых кварцевых диоритов, калишпатсодержащих кварцевых диоритов и гранодиоритов мощностью от 0,1 до 2—5 м, секущиеся в свою очередь жилами аляскитовых гранитов и аплитов.

Изучавшие контакт первой и второй фаз Ахотенского массива М. Ю. Хотин и Ю. М. Слепов наблюдали вблизи контакта в гранодиоритах второй фазы большое количество ксенолитов пород первой фазы. Аналогичные данные приводит Б. К. Долматов для многофазовых интрузий Авачинского хребта.

Обилие ксенолитов и шлиров — вообще характерная особенность пород второй фазы любого дифференцированного массива. Многочисленные мелкие ксенолиты и шлиры в форме вытянутых лепешек, реже веретенцев, можно встретить в любой части массива. По составу они обычно отвечают биотитовым диоритам или биотит-амфиболовым габбро-диоритам. Ксенолиты пород, непосредственно вмещающих интрузии и останцы кровли, также довольно обычны даже в глубоко эродированных массивах, особенно в эндоконтактных фациях. Такие ксенолиты, как правило, имеют четкие, угловатые границы; степень их переработки очень невелика.

Степень изменения пород, вмещающих интрузивные массивы этого типа, также незначительна. Ширина зоны ороговикованных пород колеблется от первых метров до первых десятков метров, причем даже в этом узком интервале наиболее глубоко переработанные породы уже через 0,5—1,0 м сменяются роговиками самых низких степеней метаморфизма. В экзоконтактах первой фазы отмечаются зернистые пироксен-плагиоклазовые или амфибол-плагиоклазовые роговики с порфиробластами амфибола и пироксена, которые в удалении от контакта сменяются сливными кварц-эпидот-плагиоклазовыми или кварц-биотитовыми роговиками с прожилками эпидота и сохранившимися реликтами первичных пород. Для второй фазы характерны мелкозернистые амфибол-плагиоклазовые, биотит-кварц-плагиоклазовые, кварц-биотитовые разности роговиков.

Эндоконтактные изменения в породах первой фазы выражаются в некотором уменьшении зернистости и появлении порфиroidных структур с вкрапленниками темноцветных минералов и плагиоклаза. Изменения в минеральном составе пород несущественны и выражаются в несколько повышенном содержании биотита (вероятно, часть его представляет собой вторичное образование) и кварца.

Для эндоконтактных фаций второй фазы общее уменьшение зернистости и появление порфиroidных разностей несколько более заметны и сопровождаются увеличением содержания темноцветных минералов, возрастанием среди них относительной роли биотита, полным исчезновением калишпата, появлением неравновесного коррозионного кварца, наложенного мелкочешуйчатого биотита и гнездовидных выделений пирротина (северный и восточный контакты интрузии рек Юртиной и Утудумца). Ширина таких зон изменения не превышает нескольких метров. В удалении от контакта они сменяются калишпатсодержащими кварцевыми диоритами, а затем гранодиоритами.

Указанный характер эндоконтактных изменений обычен в случае крутых контактов массивов. При более пологих (40—60°) контактах нередко можно наблюдать противоположный тип изменения, когда при общем уменьшении зернистости и появлении порфиroidных пород с вкрапленниками плагиоклаза не увеличивается, как в первом случае, а уменьшается содержание темноцветных минералов и породы приобретают состав порфиroidных биотитовых гранитов (юго-западный контакт интрузии рек Утудумца, Юртиной). Довольно широкое развитие наложенного коррозионного кварца и мелкочешуйчатого биотита в эндоконтактных гранитах сближает оба указанных типа эндоконтактных изменений.

Касаясь вопроса о внутренней структуре интрузивных массивов данного типа, надо отметить, что наличие ряда структурных элементов (ксе-

нолиты, шлиры, интрателлурические генерации минералов) позволяет при детальном исследовании не только установить особенности структуры и форм интрузивных тел, но и характер движения, а также направление движения магмы в момент заполнения интрузивной камеры. Для указанных структурных элементов характерна линейно-плоскостная и линейная ориентировки. В некоторых случаях отмечаются полосчатые текстуры пород (первая фаза массива р. Кенсол).

Анализ внутренней структуры сложно построенных двухфазовых массивов показывает ее различие для интрузивных тел разных фаз внедрения и позволяет рассматривать интрузивы, сформированные в результате первой фазы, как секущие тела типа штоков (реки Кенсол, р. Шаромская) или даек (реки Юртиная, Утудумец, ручей Кагнисин), тогда как для второй фазы более характерны грубосогласные со структурой вмещающих пород межформационные плутоны.

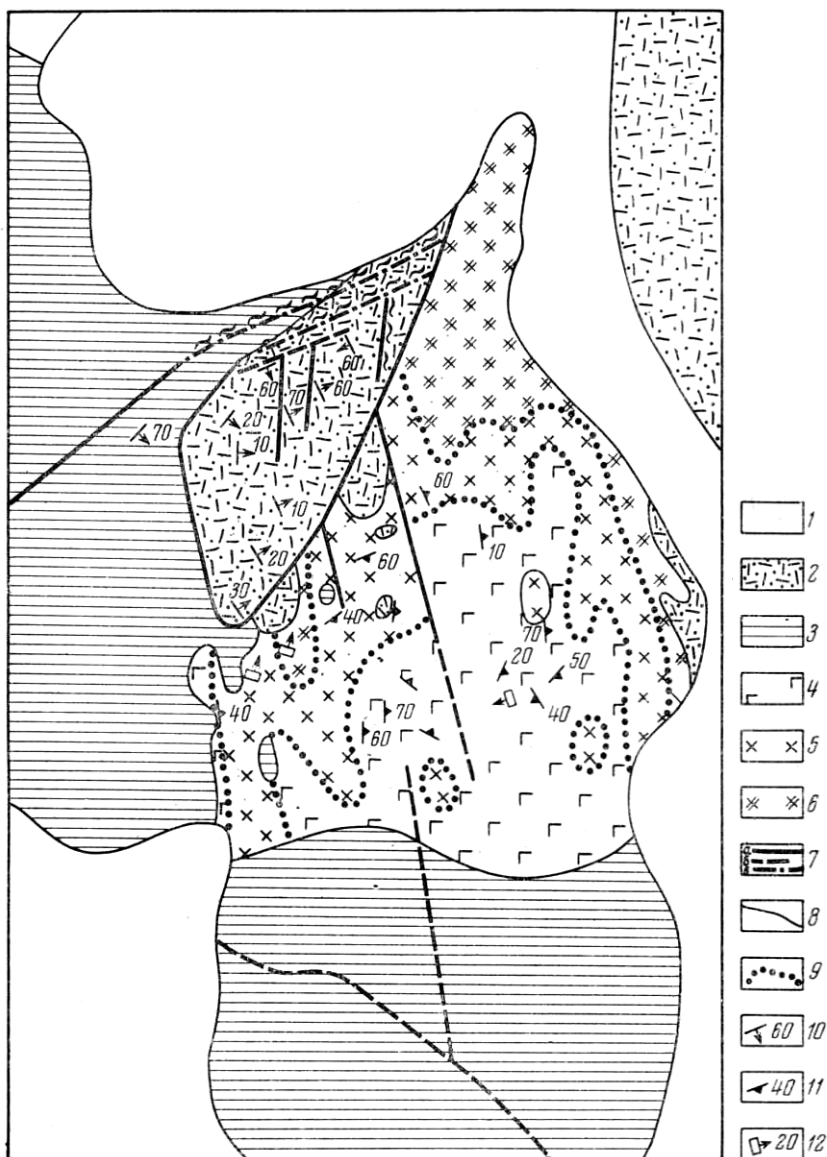
Приведенные выше данные, а также многочисленные полевые наблюдения пространственной ориентировки ксенолитов, шлиров и минералов ранних генераций, производившиеся на различных интрузивных массивах, противоречат утверждению К. В. Прохорова (1964) о структурной изотропности массивов миоценовых гранитоидов, а анализ структурных диаграмм, подтверждающая наличие четкой пространственной ориентировки для интрателлурических генераций минералов, показывает широкое развитие прототектонических структур и для поздних генераций минералов (кварца и биотита).

На структурных диаграммах удастся установить также (как было показано для массива р. Кенсол) более широкое развитие минералов ранней (интрателлурической) генерации в зонах эндоконтактов. По-видимому, в процессе движения происходит чисто механическое отжимание их (как твердой фазы) к стенкам камеры. Это обстоятельство наряду с быстрым застыванием магматического расплава вблизи контактов и крайне слабым гибридным в камере, по-видимому, и объясняет образование более основных по сравнению с центральными частями массивов их эндоконтактных зон.

Однофазовые массивы, дифференцированные в интрузивных камерах

Интрузивные массивы, относимые к этому типу, характеризуются пестрым петрографическим составом и часто настолько быстрой и незакономерной сменой разностей пород в пространстве, что выделение участков распространения той или иной разности, даже при детальном петрологических работах, нередко представляет известные трудности. Широкий набор пород от габбро до гранодиоритов можно наблюдать в любом массиве этого типа, даже если их размеры не превышают 1,0—2,0 км² (р. Жупанка, ключ Начальный) или (в случае тел типа даек) едва достигают первых сотен метров в поперечнике (фиг. 2).

В составе пород, слагающих массивы, обычно отмечаются биотит-амфибол-пироксеновые диориты, габбро-диориты и габбро, биотит-амфиболовые кварцевые диориты, сиенито-диориты и гранодиориты. Между всеми разностями пород наблюдаются постепенные переходы. Характерно практически полное отсутствие пород типа гранитов (лишь в одном случае в массиве р. Жупанка отмечены порфиридные граниты) как в главной интрузивной фации, так и в фации эндоконтактов при их наличии (гранит-аплиты и гранитные пегматиты) среди даек первого этапа. Главные типы пород — калишпатсодержащий биотит-амфиболовый кварцевый диорит и калишпат- и кварцсодержащий пироксен-биотит-амфиболовый габбро-диорит. Для эндоконтактных фаций характерны резко



Фиг. 2. Схема геологического строения участка р. Жупанки

1 — рыхлые четвертичные образования; 2 — 3 — кирганская свита: 2 — осадочная толща — конгломераты, алевролиты, туфогенные песчаники, туффиты с прослоями андезитов и туфов. 3 — эффузивная толща — трахиандезитовые порфиры, прослой лавобрекчий, туфов, реже туфогенных песчаников, туффитов; 4 — 6 — интрузивный массив гранитоидов миоценового возраста: 4 — кварцевые габбро-диориты, диориты, габбро, 5 — кварцевые диориты, кварцевые сиенито-диориты, гранодиориты, 6 — гранодиориты, порфиридные гранодиориты и граниты; 7 — тектонические нарушения: а — установленные, б — предполагаемые, в — отдешифрованные на аэрофотоснимках; 8 — геологические границы, стратиграфические и интрузивные; 9 — границы фаций интрузивных пород; 10 — элементы залегания стратифицированных пород; 11 — линейно-плоскостные текстуры интрузивных пород; 12 — ориентировка ксенолитов в интрузивных породах

порфиroidные двупироксеновые габбро-диориты и габбро-нориты, переходящие в габбро-диоритовые и диоритовые порфириты. Общей особенностью всех пород является их лейкократовый характер.

Наиболее кислые разности (кварцевые диориты и гранодиориты) обычно приурочены к центральным частям массивов (ключ Начальный, ручей Кагнисин) или к их глубинным наиболее эродированным участкам (р. Жупанка), тогда как более основные локализуются в эндоконтактах. Однако это правило не всегда выдерживается, и для ряда массивов кислые разности в эндоконтактных фациях — столь же обычное явление, как и основные (р. Жупанка, перевал Кирганикский).

Не исключено, что основность эндоконтактных фаций массивов этого типа зависит от состава вмещающих пород. Так, для массива р. Жупанки установлено, что вблизи контакта с трахиандезито-базальтами и туфами кирганикской свиты развиваются основные разности пород — лейкократовые габбро и габбро-диориты (южный и апикальный контакты), а вблизи контактов с песчаниками и конгломератами — резко порфиroidные гранодиориты и граниты (северо-западный контакт) (см. фиг. 2). Аналогичная картина наблюдалась на Кирганикском массиве, где северная часть массива, прорывающая туфогенно-кремнистые породы кирганикской свиты, представлена преимущественно кислыми разностями пород (кварцевые диориты, кварцевые монзониты), тогда как в его южной части, прорывающей порфириты и туфы, существенную роль играют габбро и габбро-диориты (Волынец и др., 1963).

Это также не всеобщая закономерность, так как в небольших дайкообразных телах по ручью Кагнисин, прорывающих биотитовые гнейсы, кислые разности пород приурочены к центральным частям даек, тогда как в эндоконтактах развиваются габброиды. В массиве ключа Начального порфиroidные гранодиориты появляются вблизи северо-западного контакта без всякой видимой связи с составом вмещающих пород.

Во многих слабо эродированных плутонах обнажаются преимущественно эндоконтактные фации пород, представленные резко порфиroidными габбро-норитами, габбро-диоритами, габбро-диоритовыми и диоритовыми порфиритами, тогда как полнокристаллические разности встречаются на отдельных участках, в местах наибольшего эрозионного вреза. Не исключено, что большинство массивов, развитых на крайнем юге и крайнем севере изученного района в области погружения структур, слабо эродированные и представленные резко порфиroidными и порфиroidными разностями пород, относятся именно к этому типу миоценовых гранитоидов, как считают Ю. А. Новоселов и В. С. Шеймович.

Контакты интрузивных массивов с вмещающими породами, как правило, неровные, извилистые. Характерны многочисленные дайки-апофизы и сателлиты (перевал Кирганикский, ключ Начальный), отходящие от основного тела массивов на сотни метров. По составу дайки могут отвечать как эндоконтактным фациям массивов, так и породам главной интрузивной фации. Интрузивные породы вблизи контактов содержат многочисленные, обычно глубоко переработанные ксенолиты вмещающих пород, шпиры, а в апикальных частях массивов и провесы кровли.

Интенсивные процессы контактового метаморфизма, а также изменения, происходящие в эндоконтактных зонах самих интрузивных тел, часто затушевывают непосредственное положение контакта и создают видимость постепенного перехода от интрузивных пород к вмещающим. Следует заметить, что, несмотря на интенсивность процессов ороговикования, масштабы ороговикованных зон обычно невелики и, как правило, не прослеживаются более чем на 100 м, причем наиболее глубоко переработанные разности вмещающих пород концентрируются в области непосредственно контакта и уже в незначительном удалении от него (от 3 — 5 до 50 м) изменения выражаются лишь в пропилитизации.

Различаются несколько типов контактового взаимодействия интрузивных массивов, дифференцированных в камерах, с вмещающими породами. При наиболее обычном из них при приближении к контактам интрузивов наблюдается следующая закономерная смена пород: биотит-амфиболовый кварцевый диорит, биотит-пироксен-амфиболовый кварцевый габбро-диорит, биотит-амфибол-пироксеновое кварцевое габбро, биотитовый кварцевый габбро-норит и, наконец, в непосредственном контакте биотитовый кварцевый норит. В направлении к контакту обычно уменьшается и зернистость пород, и в области контакта они приобретают резко порфиroidные структуры с вкрапленниками плагиоклаза и пироксена. Весьма характерен неравновесный состав пород в этих эндоконтактовых фациях: вместе с основным плагиоклазом и пироксеном в основной массе пород много кварца, альбита и калишпата. Здесь обычны мельчайшие микроскопические ксенолиты и ксенокристаллы вмещающих пород. Ксенолиты интенсивно переработаны и иногда содержат значительное количество зеленой шпинели (ручей Кагнисин). Экзоконтактовые изменения выражаются в образовании пироксеновых, пироксен-плагиоклазовых роговиков, в которых по мере удаления от контакта пироксен сменяется биотитом (или амфиболом) и все большее значение приобретают кварц и эпидот. Пироксен экзоконтактовых разностей пород очень характерен: это зеленый, иногда ярко-зеленый и интенсивно плеохроирующий диопсид.

В более крупных и достаточно эродированных массивах (перевал Кирганикский) в области непосредственного экзоконтакта с габброидами иногда образуются пироксен-лабродоровые полнокристаллические породы с гипидиоморфнозернистыми структурами, зачастую неотличимые от эндоконтактовых разностей габбро и в удалении от контакта сменяющиеся пироксен-альбитовыми роговиками. Отмечены также амфиболовые роговики с сине-зеленым амфиболом гастингситового ряда (перевал Кирганикский). Аналогичный амфибол появляется в участках выклинивания даек-апофиз на участке ключа Начального, которые здесь приобретают состав габбро-порфиритов.

Принципиально иной тип контактового взаимодействия выражается в образовании в области эндоконтактов резко порфиroidных пород кислого ряда — биотит-амфиболовых гранодиоритов и даже гранитов, постепенно переходящих в породы главной интрузивной фации. Экзоконтактовые изменения при этом не столь интенсивны. Даже в зоне непосредственного контакта в роговиках наряду с пироксеном очень много биотита, хлорита, эпидота, кварца, альбита.

Широкое проявление дайковой серии вообще является характерной чертой plutонических образований данного типа, причем развиты различные генетические типы даек (перимагматические дайки, дайки первого и второго этапов), иногда концентрирующиеся в весьма насыщенные дайковые поля (перевал Кирганикский). Перимагматические дайки либо являются проявлениями интрузивных пород в кровле массивов (дайкисателлиты), либо представляют собой глубокие заливы интрузивного материала во вмещающие породы (дайки-апофизы) и характеризуются постепенными переходами к породам интрузивной фации. Дайки первого этапа (гранит-аплиты, порфиroidные кварцевые диориты) генетически связаны с конкретными интрузивными массивами и концентрируются в эндоконтактовых зонах и их кровле (перевал Кирганикский, р. Жупанка), приурочиваясь обычно к системам пологих трещин. Наконец, дайки второго этапа (диориты, микродиориты, диоритовые порфириты) имеют лишь парагенетическую связь с конкретными массивами, их распределение обусловлено в первую очередь особенностями трещинной тектоники участков их развития. Для даек второго этапа (в отличие от даек первого этапа) характерны четкие зоны закалки по границе с интрузивными породами.

На основании взаимопересечений даек обычно можно установить наличие среди них многочисленных генераций (Вольнец и др., 1963).

В жилах аплитов отмечается вкрапленность халькопирита и борнита, а в эндоконтактах некоторых массивов аплиты секутся кварцевыми жилами с халькопиритом и молибденитом (перевал Кирганикский). С интрузиями этого типа связаны довольно мощные поля гидротермально измененных пород (причем гидротермальные изменения захватывают и эндоконтактные зоны интрузий), к которым приурочены рудопроявления молибденита (перевал Кирганикский) и полиметаллов (р. Средняя Авача, р. Кетхой и др.).

Для внутренней структуры интрузивных массивов рассматриваемого типа также характерна структурная анизотропность (как и для массивов, дифференцированных по фазам внедрения). Закономерна пространственная ориентировка ксенолитов и шлиров. Линейно-плоскостные текстуры пород достаточно наглядно подтверждают это.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД

Наиболее распространенными разностями пород миоценовых гранитоидов являются: для массивов, дифференцированных по фазам внедрения — первая фаза — лейкократовый кварц- и калишпатсодержащий габбро-диорит, вторая фаза — гранодиорит; для массивов, дифференцированных в интрузивных камерах, среди кислых разностей пород — калишпатсодержащий кварцевый диорит, среди основных — лейкократовый кварц- и калишпатсодержащий габбро-диорит. Таким образом, в массивах разного генезиса наиболее распространенные разности основных пород совпадают, а кислые достаточно близки. Это обстоятельство, а также то, что соответствующие по основности породы массивов разного типа сложены практически одними и теми же породообразующими минералами с одинаковыми или очень близкими структурно-оптическими свойствами и составом, позволяет дать единую минералого-петрографическую характеристику всех миоценовых гранитоидов независимо от условий становления массивов.

В состав интрузивных пород рассматриваемой формации входят обычные породообразующие минералы: плагиоклаз, ромбический и моноклинный пироксены, роговая обманка, биотит, кварц и калиевый полевой шпат. Общий минеральный состав миоценовых гранитоидов достаточно подробно разобран в монографии К. В. Прохорова (1964). Ниже весьма кратко излагаются некоторые новые данные, полученные авторами по структурным особенностям, оптическим свойствам и составу главных породообразующих минералов, а также характеру их распределения в различных петрографических разностях пород.

Количественно-минеральный состав пород

Еще К. В. Прохоровым (1964) была отмечена повышенная лейкократовость миоценовых гранитоидов и значительное преобладание плагиоклаза среди полевых шпатов. Содержание темноцветных в основных разностях пород не превышает 30—40%, в кислых — 15—20%, а в гранитах оно вообще падает до 5—10%.

Во всех типах пород преобладает плагиоклаз: 55—65% в основных разностях пород, 45—55% в кислых, и только в гранитах количество его уменьшается до 35—45%. В породах фации эндоконтактов содержание плагиоклаза заметно возрастает, достигая 65—70% в основных разностях (габбро-нориты, габбро, габбро-диориты) и 55—60% в кислых (например, в кварцевых диоритах экзоконтактовых фаций второй фазы массивов, дифференцированных по фазам внедрения). Для некоторых масси-

вов, дифференцированных по фазам внедрения, устанавливается даже существенно плагиоклазовая (лабрадоритовая) субфаза (плагиоклаза 75—80%), предшествующая внедрению основной массы пород первой фазы (массив р. Кенсол).

Характерная особенность пород — наличие калиевого полевого шпата и кварца в основных разностях (от 1—3 до 5—10%). Содержание их последовательно возрастает с увеличением кислотности пород до 30—33% кварца и 20—25% калишпата в гранитах и 45—50% того и другого минерала в аплитах и пегматитах. Примечательно некоторое увеличение количества кварца и калиевого полевого шпата в эндоконтактовых фациях габброидов, где эти минералы слагают мезостазис породы, цементирующий кристаллы темноцветных минералов и плагиоклаза. Анализ количественного распределения кварца и калиевого полевого шпата показывает, что породы несколько обогащены первым по сравнению со вторым и что при переходе от более основных разностей пород к более кислым содержание того и другого увеличивается пропорционально. Количество этих минералов в породах возрастает как за счет темноцветных минералов, так и за счет плагиоклаза.

Среди темноцветных минералов наиболее обычна обыкновенная роговая обманка, максимум содержания которой достигается в габбро-диоритах (20—40%) и постепенно уменьшается в сторону как более основных (за счет пироксенов), так и более кислых разностей (за счет общего уменьшения содержания темноцветных и более широкого развития биотита). Биотит также достаточно типичен и присутствует почти во всех разностях пород (за исключением некоторых амфиболовых и амфибол-пироксеновых габбро-диоритов и габбро), являясь единственным темноцветным минералом в жилах первого этапа (аплитах, гранитах, пегматитах) и в некоторых дополнительных интрузиях гранитов (реки Юртиная, Утудумец).

Пироксены встречаются обычно среди основных разностей пород, но реликты моноклинного пироксена в центральных частях зерен роговой обманки и мельчайшие включения его в ядрах кристаллов плагиоклаза сохраняются нередко даже в кислых разностях (кварцевых диоритах и гранодиоритах). Максимальное содержание пироксенов отмечено в габбро — до 30—35%. Среди пироксенов преобладает моноклинный, тогда как ромбический широко развит в эндоконтактовых фациях габброидов, особенно в массивах, дифференцированных в камере, где породы приобретают состав габбро-норитов, а в зонах непосредственного контакта — даже норитов.

Из числа редко встречающихся пороодообразующих минералов надо отметить оливин, сохраняющийся в виде реликтов в некоторых разностях основных пород (реки Юртиная и Утудумец, гора Лунтос, ручей Левый Кагнисин).

Некоторые новые данные

По главным пороодообразующим минералам

Плагиоклазы. Детальными исследованиями, проведенными для ряда интрузивных массивов (реки Юртиная, Утудумец, Кенсол, ключ Начальный), установлено обилие генераций этого минерала как для массивов в целом, так и для отдельных петрографических разностей пород (три-четыре для каждой разности). Эти генерации отличаются друг от друга по основности на 10—15% *An*, так что интервал основности плагиоклаза для каждой разности пород очень широкий и достигает 40—45% *An*. Образование каждой новой генерации плагиоклаза, как удалось показать путем сравнительного статистического изучения составов плагиоклазов в породах в целом и составов центральных ядер кристаллов

плагиоклазов, идет преимущественно за счет обрастания уже имеющихся ядер, а не за счет возникновения новых центров кристаллизации. В связи с этим обычно наблюдается многократная зональность плагиоклазов с резкими согласными, а иногда и коррозионными границами между зонами. Этим же обусловлено наследование более кальциевых генераций плагиоклаза при переходе от основных разностей пород к кислым, правда сопровождающееся уменьшением их относительной роли. Видимо, причина указанных явлений заключается в неравновесных условиях кристаллизации и большой скорости остывания расплава, что приводит к незавершенности реакций: расплав — выкристаллизовавшийся минерал.

Анализ распределения составов плагиоклазов миоценовых гранитоидов показывает наличие сквозной генерации плагиоклаза № 46—50, проходящей через все фазы и фации пород всех изученных массивов. Это обстоятельство наряду с ее ассоциацией с высокотемпературными минералами (авгитом и амфиболом первой генерации) и коррозией более низкотемпературными (амфиболом второй генерации, кварцем и калишпатом), преобладанием ее в ядрах кристаллов и относительно выдержанными их размерами, резким разрывом в основности (15% *An*) от более кислых генераций плагиоклаза и коррозией ее этими последними и, наконец, наличие ее как твердой фазы при заполнении магмой интрузивной камеры (о чем свидетельствуют результаты петроструктурного анализа, проведенного на примере массива р. Кенсол) позволяют, на наш взгляд, считать ее интрателлурической. Характерно повышенное содержание ее в эндоконтактных зонах массивов по сравнению с их центральными частями.

Изучение степени упорядоченности плагиоклазов, проведенное нами по методу А. С. Марфунина (1962), показало промежуточный характер оптики плагиоклазов и различие в степени упорядоченности плагиоклазов, кристаллизовавшихся в камере (степень упорядоченности 0,65—0,80) и интрателлурических (0,25—0,55).

Двойники в плагиоклазах миоценовых гранитоидов обычны и разнообразны: альбитовые, альбит-карлсбадские, карлсбадские, периклиновые, комбинации альбитовых с периклиновыми и т. д. В основных разностях пород обычны сложные перекрещивающиеся сростки. Здесь же зерна плагиоклаза нередко переполнены тонкой рудной пылью.

Калиевые полевые шпаты всех миоценовых гранитоидов относятся к одному структурно-оптическому типу — высокому ортоклазу — криптопертиту (по А. С. Марфунину, 1962). Это следует из проведенного нами статистического изучения оптических свойств калишпатов и определений степени их рентгеновской триклинности (Δ), приведенных в работе К. В. Прохорова (1964) ($0,09 \pm 0,03$ в кварцевых диоритах и аплитах и $0,011 \pm 0,03$ в гранитах и аляскитах).

Наиболее значительно меняющаяся константа калишпатов — угол оптических осей — $2V$ — лежит в пределах $35—66^\circ$, причем характерно наличие двух типов максимумов значений — $2V$, четко устанавливающихся при статистическом изучении: $39,5—45,5^\circ$ (породы первой фазы массивов, дифференцированных по фазам внедрения, и основные разности пород массивов, дифференцированных в камерах) и $48,5—54,5^\circ$ (породы второй фазы массивов первого типа и кислые разности пород массивов второго типа). Исключение составляют калишпат жильных гранитов и аплитов (дайки первого этапа), главный максимум — $2V$ для которых несколько смещается в сторону больших углов ($54,5—57,5^\circ$).

Указанное распределение характерных максимумов — $2V$ ясно показывает общую тенденцию к увеличению углов оптических осей в более поздних генерациях калиевого полевого шпата, что подчеркивается также наличием неясно зональных зерен этого минерала в кислых разностях

пород, где значение — $2V$ в центральных частях зерен на $6—8^\circ$ меньше, чем в периферических.

Статистический анализ составов калишпатов, проведенный с помощью палетки А. С. Марфунина (1962), показывает, что эволюция калишпатов во времени идет в сторону увеличения содержания в них K_2O .

Из других характерных особенностей калиевых полевых шпатов миоценовых гранитоидов надо отметить довольно обычное для них (особенно в кислых разностях пород) двойниковое строение, наличие мирмекитов на границе с плагиоклазом, преимущественно криповый тип пертитов.

Кварц. При петрографическом изучении шлифов миоценовых гранитоидов было установлено, что для кварца характерны прототектонические структуры: волнистое угасание, полосы Беме и более грубые трещинки, разбивающие зерна кварца на призмочки. На диаграммах ориентировки оптических осей кварца отчетливо видны узоры тектонитов. Это свидетельствует о неспокойной тектонической обстановке в интрузивных камерах в момент кристаллизации поздних минералов.

Темноцветные минералы. Данные, полученные нами по темноцветным минералам, достаточно хорошо совпадают с материалами, изложенными в монографии К. В. Прохорова (1964).

К числу новых сведений относятся: находки оливина в некоторых разностях основных пород и амфибола гастингситового ряда в дайках-апофизах массивов, дифференцированных в интрузивных камерах; установленный факт значительно более широкого развития ромбического пироксена в основных разностях пород, чем указывал К. В. Прохоров, и присутствие его как характерного минерала в эндоконтактных разностях пород, а также результаты статистического изучения оптических свойств этих минералов.

Углы оптических осей ромбических пироксенов имеют характерный максимум в интервале значений — $52,5—54,5^\circ$, и их распределение подчиняется логнормальному закону (интервал значений — $2V = 50—70^\circ$).

Углы оптических осей моноклинных пироксенов имеют характерный максимум $54,5—56,5^\circ$ при интервале значений — $2V 48—60^\circ$ и распределение по нормальному закону.

Интервал значений — $2V$ роговых обманок изменяется в пределах $66—80^\circ$, причем характерные максимумы углов оптических осей роговых обманок несколько не совпадают для разных массивов. Закон распределения углов — $2V$ нормальный. Ранняя генерация роговой обманки, ассоциирующая с плагиоклазом № 46—50, характеризуется отчетливой линейной ориентировкой, и на диаграммах структурного анализа ее длинные оси (оси «с») ориентированы строго определенным образом, образуя поясовые тектониты, что позволяет наряду с ее петрографическими особенностями (выдержанность размеров, коррозия более поздними минералами и т. д.) считать ее интрателлурической, т. е. существовавшей в виде кристаллов в момент заполнения магмой интрузивной камеры и фиксирующей направление движения расплава.

Анализ зональности, нередко наблюдающейся в темноцветных минералах, показывает: 1) эволюция углов оптических осей ромбических пироксенов идет в сторону их уменьшения, что при соответствующих величинах показателя преломления ($Nq = 1,707—1,710$) отвечает увеличению их железистости в более поздних генерациях; 2) эволюция углов $2V$ моноклинных пироксенов идет в сторону их увеличения, что показывает некоторое повышение кальциевости поздних генераций минерала; 3) эволюция роговых обманок идет в сторону уменьшения углов — $2V$, т. е. в сторону некоторого возрастания их железистости. Последнее устанавливается также на основании изучения показателей преломления роговой обманки в породах массивов, дифференцированных по фазам внедрения. Аналогичное увеличение железистости наблюдается и в биотитах. Сле-

дует оговориться, что изменение железистости в последовательных дифференциатах пород в целом очень и очень незначительно (это, очевидно, подчеркивает незначительную степень фракционированности темноцветных минералов).

А к с с е с с о р н ы е м и н е р а л ы . Наряду с обычными устанавливаемыми в шлифах аксессуориями — апатитом, цирконом, титано-магнетитом, сфеном и отмечающимися в протолочках халькопиритом и молибденитом — миоценовые гранитоиды содержат два достаточно специфических аксессуарных минерала — ортит и турмалин, которые могут служить достаточно надежным корреляционным признаком. Правда, встречаются они только в наиболее кислых разностях пород (гранодиоритах и гранитах) массивов обоих отмеченных выше типов.

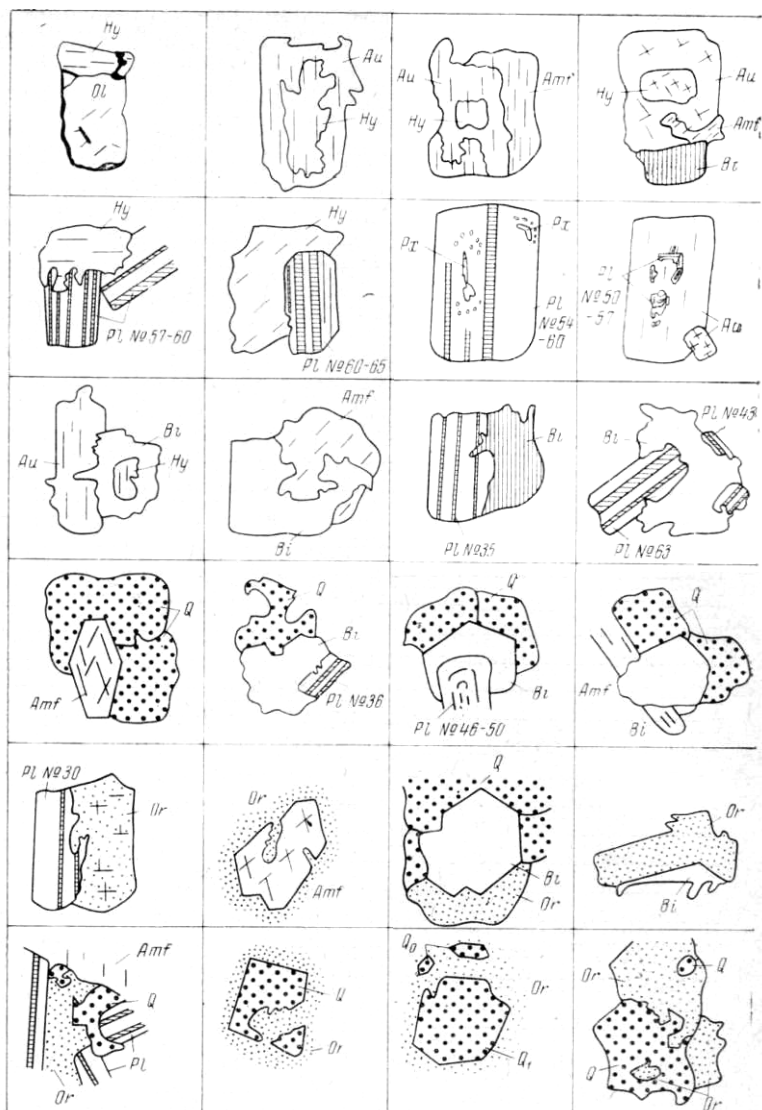
Характерные ассоциации минералов и структуры пород

Наглядное представление о характерных ассоциациях минералов и структурных взаимоотношениях между ними дает приводимая ниже таблица зарисовок (фиг. 3). Анализ этой таблицы, а также другие многочисленные наблюдения авторов над взаимоотношениями минералов, проводившиеся при изучении шлифов миоценовых гранитоидов, позволяют установить следующие парагенетические ассоциации минералов: плагиоклаз № 66—70 — оливин (?); плагиоклаз № 56—60 — ромбический пироксен; плагиоклаз № 46—50 — моноклинный пироксен, роговая обманка I; плагиоклаз № 31—35 — роговая обманка II; плагиоклаз № 21—25 — биотит, кварц (причем биотит парагенетичен несколько более основному плагиоклазу — № 24—25, кварц — более кислому № 21—23); плагиоклаз № 16—20 — калишпат (иногда кварц).

При рассмотрении той же таблицы отчетливо видно, насколько реакционные структуры с характерными коррозионными границами между минералами обычны для миоценовых гранитоидов. Из числа других структур наиболее обычны гипидиоморфнозернистые (габбро-диориты, кварцевые диориты, гранодиориты) и их характерные разновидности — монзонитовые (гранодиориты), гранулитовые (граниты), долеритовые (габбро). В гранодиоритах массивов, дифференцированных в камере, нередко микропегматитовые структуры.

Некоторые выводы

Все миоценовые гранитоиды независимо от условий формирования их массивов обладают рядом специфических минералого-петрографических особенностей, позволяющих легко отличать их от гранитоидов других магматических формаций, проявленных в районах их распространения. К числу этих особенностей относятся: а) общий лейкократовый характер пород; б) наличие калиевого полевого шпата и кварца в основных разностях пород; в) наличие роговой обманки как характерного темноцветного минерала во всех разностях пород от габбро до гранитов; г) присутствие ромбического пироксена как характерного второстепенного минерала в породах первой фазы массивов, дифференцированных по фазам внедрения, и широкое развитие его в эндоконтактных фациях массивов, дифференцированных в интрузивных камерах; д) промежуточный характер оптики плагиоклазов; е) невысокая степень упорядоченности калиевых полевых шпатов (высокие ортоклаз-криптопертиты) и эволюция их в сторону увеличения содержания калия; ж) незначительное увеличение железистости темноцветных минералов в последовательно сменяющихся дифференциатах; з) наличие сквозной, высокотемпературной ассоциации интрателлурических генераций плагиоклаза № 46—50 и роговой обманки и более низкая степень упорядоченности интрателлурической генерации плагиоклаза по сравнению с генерациями,

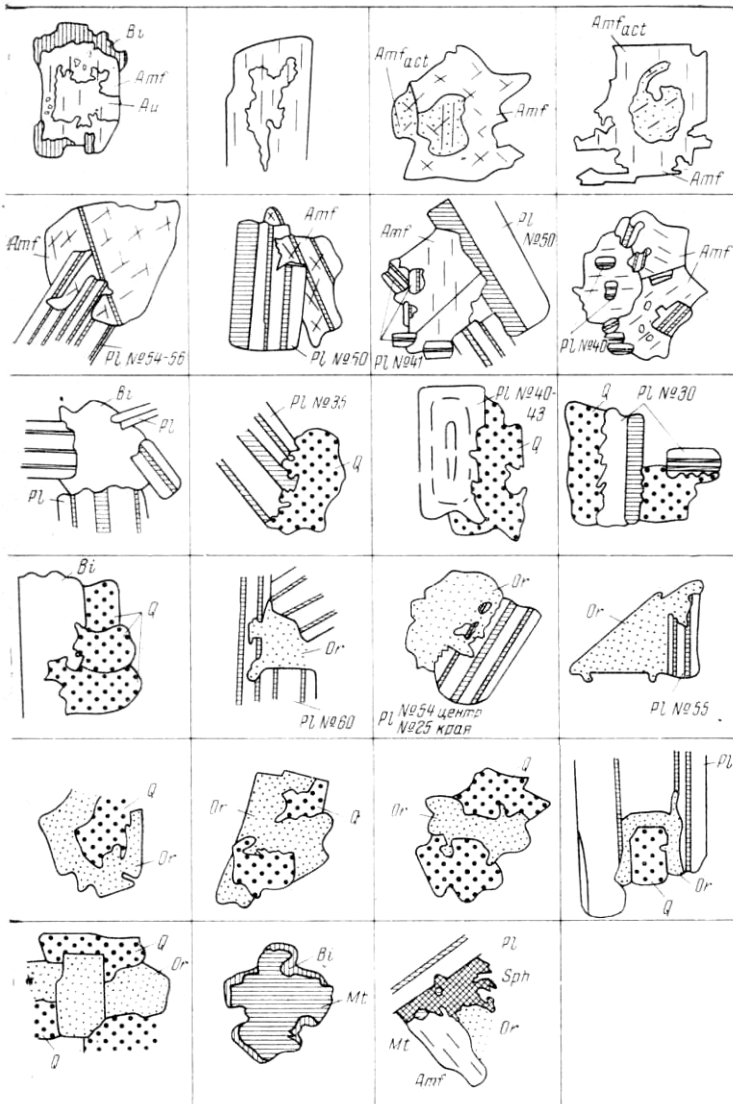


Фиг. 3. Структурные взаимоотношения минералов
Pl — плагиоклаз; *Ol* — оливин; *Au* — авгит; *Hy* — гиперстен; *Amf* — роговая
Or — калишпат; *Mt* — рудный минерал; *Q* — кварц

кристаллизовавшимися в интрузивных камерах; и) неравновесные ассоциации минералов (кварц, калиевый полевой шпат, основной плагиоклаз, ромбический и моноклинный пироксен в основных разностях пород), сохраняющийся в ядрах кристаллов основной плагиоклаз (№ 46—50) наряду с обильным содержанием кварца и калишпата в кислых разностях типа гранитов; к) обычные коррозионные структуры; л) ортит и турмалин в качестве характерных аксессуаров.

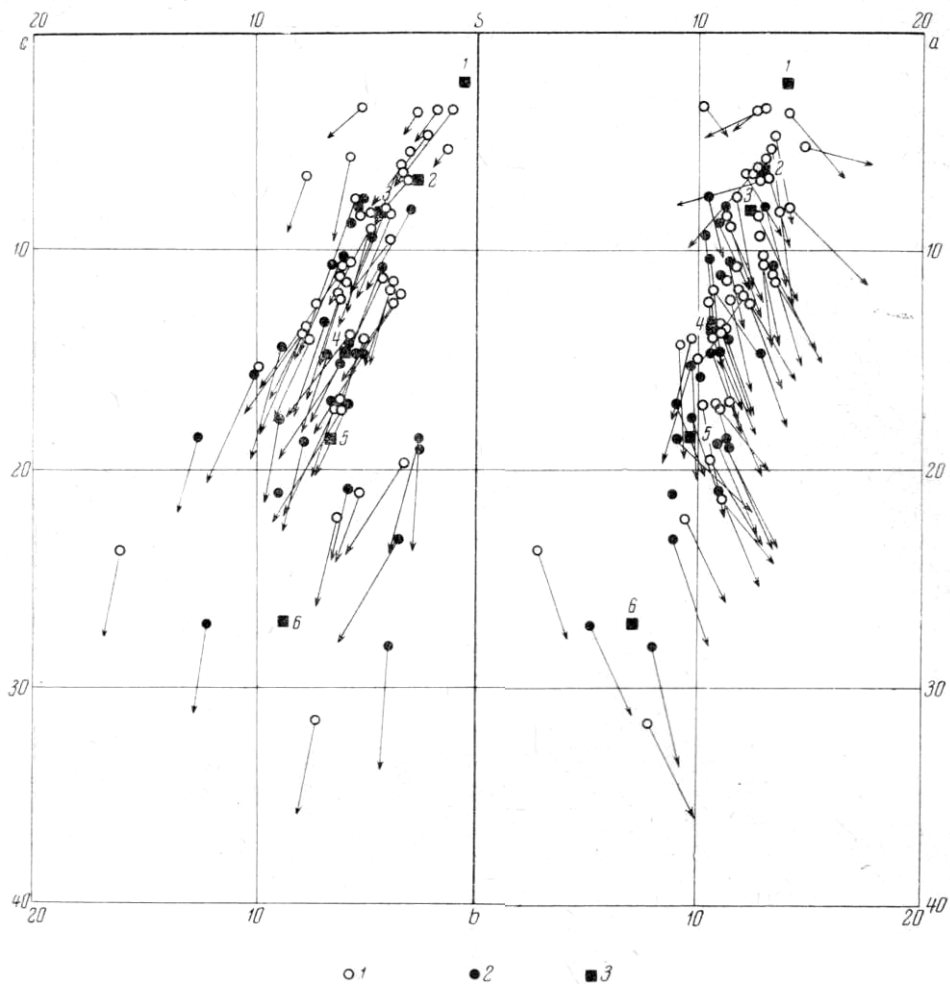
КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ ПО ПЕТРОХИМИИ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД

Сравнительное изучение петрохимических особенностей интрузивных пород, слагающих различные по генезису массивы миоценовых гранитоидов, показывает большое сходство (если не сказать совпадение)



в породах миоценовой гранитоидной формации
 обманка; *Amfact* — амфибол актинолитового ряда; *Bi* — биотит; *Sph* — сфен;

пород обоих типов массивов. Все породы достаточно близки к средним типам, по Дэли, и на диаграмме А. Н. Заварицкого дают рой точек, вытягивающихся в виде довольно узкой полосы вдоль линии средних типов пород: аляскит — послекембрийский гранит — гранодиорит — диорит — кварцевое габбро — габбро (фиг. 4). Таким образом, все миоценовые гранитоиды относятся к нормальному щелочно-земельному типу. В качестве отличительного от среднемировых типов пород признака надо назвать несколько повышенное содержание полевошпатовой извести в исследуемых гранитоидах (в целом повышение это незначительно, но иногда, как например, для габбро первой фазы массива р. Кенсол, становится весьма существенным за счет фракционирования плагиоклаза) и несколько повышенное содержание щелочей в основных разностях пород.



Фиг. 4. Диаграмма химических составов пород миоценовой габбро-гранодиоритовой формации (по А. Н. Заварицкому)

I — породы массивов, дифференцированных по фазам внедрения; *II* — породы массивов, дифференцированных в интрузивных камерах; *III* — средние типы пород по Дэли: 1 — аляскит, 2 — послекембрийский гранит, 3 — гранодиорит, 4 — диорит, 5 — кварцевое габбро, 6 — габбро

Построение вариационных кривых распределения главных породообразующих окислов по данным 70 полных силикатных анализов показало, что наиболее распространенными являются породы, содержащие 58 — 62% SiO_2 и 5 — 6% щелочей, т. е. что наиболее распространенными являются породы состава кварцевого диорита-гранодиорита (при допущении, что число анализов пропорционально частоте встречаемости пород). Это хорошо согласуется с данными, полученными при петрографических исследованиях, и позволяет предполагать, что именно таким был состав исходной магмы, за счет которой образовался весь пестрый набор пород миоценовой гранитоидной формации.

Анализ кривых распределения позволяет также наметить различия между породами массивов разного генезиса, заключающиеся прежде всего в большей роли кислых и существенно кислых разностей для массивов, дифференцированных по фазам внедрения, что четко увязывается с петрографическими наблюдениями.

ВЫВОДЫ

1. Интрузивные образования миоценовой габбро-гранодиоритовой формации относятся к посторогенному типу и представляют собой дискордантные тела трещинного типа или грубосогласные со структурой вмещающих пород межформационные плутоны, приуроченные к зонам долгоживущих разломов глубокого заложения.

2. Глубина формирования плутонов, как правило, не превышает 1000—1500 м. Обычно они слабо эродированы и обладают зональным строением, причем более основные разности пород приурочены к эндо-контактовым фациям.

3. Среди миоценовых гранитоидов выделяются два типа плутонов: первый тип характеризуется дифференциацией магмы на глубине (в промежуточных камерах) и последовательным (в течение двух фаз) внедрением дифференцированных порций магматического материала в верхние структурные горизонты; массивы второго типа формируются за счет одноактного внедрения недифференцированной магмы, обладающей значительно большими энергетическими запасами. Не исключено, что два этих типа сменяют друг друга во времени и первый является предсреднемиоценовым, а второй — предверхнемиоценовым.

4. Характерна структурная анизотропия массивов, связанная с кристаллизацией магмы в процессе движения и беспокойными в тектоническом отношении условиями ее кристаллизации в интрузивных камерах.

5. Особенности минерального состава пород (промежуточный характер оптики плагиоклазов и обилие их генераций, невысокая степень упорядоченности калиевых полевых шпатов, зональность, особенно резко проявленная в плагиоклазе, но фиксирующаяся также и в других породообразующих минералах, неравновесные ассоциации минералов, коррозионные структуры и т.д.) подчеркивают гипабиссальные условия становления интрузивных массивов.

6. Роль гибридизма в камере для массивов, дифференцированных по фазам внедрения, в общем очень невелика. Образование более основных эндоконтактовых фаций интрузивов этого типа связано с кристаллизационной дифференциацией магмы в интрузивных камерах и сбросом кристаллического материала (как привнесенного, так и вновь образующегося) в эндоконтактовых зонах.

Для массивов, сформировавшихся в течение одной фазы внедрения, роль гибридизма в камере значительно более существенна и образование неравновесных эндоконтактовых фаций обусловлено в первую очередь ассимиляцией магмой вмещающих пород.

В обоих случаях быстрая кристаллизация магмы в зонах эндоконтакта и их быстрое охлаждение припятствуют выравниванию состава между периферическими и центральными зонами интрузивов.

7. Обильные, глубоко переработанные шлиры, пространственная ориентировка которых совпадает с таковой для интрателлурических генераций минералов, очевидно, могут считаться остатками неполностью переработанного материала, захваченного магмой на глубине, и свидетельствовать о глубинной контаминации магмы. Значение глубинного гибридизма подчеркивается общей лейкократовостью пород и повышенным содержанием в них плагиоклаза.

8. Характерный набор пород, практически одинаковый для массивов разного генезиса, показывает, что эволюция магматического расплава в обоих случаях одинакова. При этом для массивов первого типа весьма существенна роль глубинного гибридизма и в силу особенностей тектонической обстановки пространственное разделение последовательных дифференциатов магмы, а для массивов второго типа более значительна

роль гибридности в камере и образование всего пестрого набора пород происходит *in situ*.

Сходство эволюции магмы при образовании указанных двух типов массивов подчеркивается их петрохимическими особенностями.

9. Массивы второго типа, обладающие большими энергетическими запасами, сопровождаются более значительными полями гидротермально измененных пород, в связи с которыми установлены довольно значительные по масштабам рудопроявления полезных ископаемых (молибденит, полиметаллы), тогда как известные в связи с массивами первого типа рудопроявления тех же металлов представляют лишь чисто минералогический интерес.

10. Анализ частоты встречаемости пород (по петрографическим и петрохимическим данным), показывающий, что наиболее распространенными являются породы типа кварцевого диорита — гранодиорита, позволяет высказать предположение, что исходная магма, за счет которой сформировалось все многообразие пород миоценовой формации, имела состав, отвечающий этим разностям.