

11-151/1
53

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
КОМИ ФИЛИАЛ

МАГМАТИЗМ
СЕВЕРА УРАЛА
И ТИМАНА

СЫКТЫВКАР: 1985

151/1

1342-09(2031)

УДК 552.3+553.2 (234.83/851.

055(02)4

В сборнике излагаются новые материалы по интрузивным и вулканогенным формациям Тимана и севера Урала. Устанавливаются связи рудоносности как с интрузивным, так и вулканогенным магматизмом. Освещены вопросы тектонического положения, геологии, петрографии и химизма, генезиса и абсолютного возраста магматических пород. Рассматриваются петрологические критерии поисков руд, ассоциирующих с магматитами.

Книга рассчитана на геологов, интересующихся вопросами базитового и гранитоидного магматизма.

Редакторы

В. И. Мизин и В. Н. Охотников



ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ПОИСКОВ РУД, АССОЦИИРУЮЩИХ С ГРАНИТОИДАМИ МАГМАТИЧЕСКОГО ГЕНЕЗИСА

В. Н. Охотников

Гранитоиды издавна рассматривались как один из источников разнообразных рудных полезных ископаемых (Романова, 1977). Тем не менее многолетние исследования сложенных ими интрузий на Полярном Урале убеждают в том, что далеко не все из них сопровождались скоплениями рудных минералов. Как выяснилось, в среднем из восьми-десяти интрузий лишь с одной ассоциирует оруденение, но и в этих случаях тела гранитоидов, сопровождаемые промышленно значимыми скоплениями руд, встречаются чрезвычайно редко.

Следовательно, если действительно справедливо суждение о тесных взаимосвязях руд и гранитов, то присутствие или отсутствие оруденения вокруг интрузий должно быть свидетельством различных условий формирования гранитоидов. Разумеется, при этом будут отличаться и сложенные ими тела. Продуктивные и непродуктивные из них, очевидно, должны иметь различные состав, строение и ряд других признаков, отражающих специфику условий кристаллизации гранитоидных расплавов.

С этой целью на Полярном Урале были сопоставлены интрузии разного возраста, сопровождаемые и не сопровождаемые скоплениями руд, сформированные в разных геодинамических условиях. При этом, естественно, подразумевалось, что выявленные отличия, во-первых, окажутся надежной базой для разработки петрологических критериев поисков руд, основанных не столько на выявлении условий разгрузки рудонесущих флюидов и формирований самих месторождений, сколько на определении особенностей становления продуктивных интрузий; во-вторых, будут способствовать развитию представлений о генетических связях руд и гранитоидов и создании ими единых рудно-магматических формаций.

Разработка признаков рудоносности интрузий особенно важна в условиях поисков скрытых и «слепых» месторождений. Как известно, легко доступный их фонд, связанный с дневной поверхностью, давно исчерпан, следовательно, необходимо учитывать не только прямые признаки присутствия руд на поверхности, но и восстанавливать условия возможного их формирования на глубинах. Неоценимую услугу в этом могут оказать петрологические критерии продуктивности интрузий.

На Полярном Урале установлены кембрийские, раннеордовикские, ордовикские, средне-позднеордовикские, позднедевонско-раннекаменноугольные и позднепермские интрузии гранитоидов. По различиям состава, генетических связей и металлогенической специализации среди них выделяются образования двух генетико-металлогенических типов (Охотников, 1979, 1983).

В первом из них объединены гранитоиды кембрия и раннего ордовика, принадлежащие к производным расплавов кислого состава с характерным для них сопровождением редкометалльно-полиметаллической минерализации преимущественно гидротермального генезиса. Они формировались в условиях восходящих движений в процессе становления Полярно-Уральского поднятия. В кембрии ими завершалось создание вулканоплутонической позднепротерозойско-кембрийской липарит-гранитовой формации (Лучинин, 1969). В раннем ордовике сиалические гранитоиды получали развитие в результате палингенеза и магматического замещения главным образом древних вулканитов.

Тесная ассоциация руд и гранитов сиалического генезиса наиболее убедительно выражена в Харбейской раннеордовикской интрузии, сопровождаемой промышленными скоплениями молибдена, вольфрама и свинца (Охотников, Фомиченко, 1976). Характерно также широкое и довольно интенсивное распространение сульфидной минерализации вокруг кембрийской Очетинской интрузии (район озера Очеты), которая по этому и ряду других признаков условно отнесена к ряду продуктивных образований.

Ко второму типу относятся средне- и позднепалеозойские гранитоиды. Они являются членами базальтоидных ассоциаций, сопровождаемых медно-железородным оруденением. Наиболее крупные (в том числе и промышленные) скопления руд железа метасоматического генезиса известны в ассоциации со среднепозднедевонскими Сибилейской и Юньягинской интрузиями (Бевз, 1976), а также к югу от них — с Харасавейской интрузией позднего девона — раннего карбона (Овальное и Озерное месторождения). Развитие гранитоидов этого типа увязывалось с формированием Тагило-Магнитогорского прогиба, заложившегося в ордовике к востоку от Полярно-Уральского поднятия. Соответственно гранитоиды, начиная с ордовика, выделяются в составе геосинклинальной и последующих раннеорогенной, орогенной и посторогенной формацией.

Интрузии указанных генетико-металлогенических типов сравнивались по ряду признаков. Среди них, как оказалось, наиболее важны степень дифференцированности интрузий и значимость различных дифференциатов, ассимиляционная способность гранитоидных расплавов, размеры, морфология интрузивных тел и воздействие их на вмещающие толщи, акцессорно-геохимическая характеристика и, наконец, структурно-текстурные особенности самих гранитоидов.

Степень дифференцированности интрузий является отражением динамики их становления. Действительно, чем выше мобильность рамы, тем больше как количество, так и разнообразие отделенных дифференциатов. Согласно выполненным сравнениям интрузии гранитоидов с промышленно значимыми скоплениями руд имеют полифазовое строение, обусловленное поочередным внедрением многочисленных дифференциатов. Руды в своем большинстве ассоциируют с наиболее поздними из них. Эту особенность строения интрузий, сопровождаемых рудами, в свое время отмечали многие исследователи (Ферштатер, 1966; Ставров, 1971; Лахович, 1976; Охотников, Фомиченко, 1976; Амшинский и др., 1976; Вертикальная геохимическая зональность..., 1977 и т. д.).

Однако если для сопровождаемых рудами производных магмы кислого состава характерно интенсивное отделение послегранитных (после гранитоидов главной интрузивной фазы) дифференциатов, то для базальтоидных ассоциаций указывается обычно их угнетенное развитие, а показателем высокой степени дифференцированности интрузий считается главным образом широкое распространение догранитных образований. Так например, сопровождаемые промышленными скоплениями руд раннеордовикские интрузии, помимо лейкократовых гранитов главной фазы, представлены внедренными вслед за ними аляскитовыми гранитами и затем трондьемитами, с которыми ассоциируют разнообразные жильные гранитоиды (Охотников, Фомиченко, 1976).

Перечисленные разновидности горных пород формировались на протяжении 150—170 млн. лет, в течение которых в одинаковых по возрасту, но непродуктивных интрузиях кристаллизовались лейкократовые граниты и следующие за ними ограниченно распространенные жильные дериваты. Показательно, что площадь распространения постгранитных дифференциатов в интрузиях, сопровождаемых промышленными рудами, составляет свыше 50%, из которых на долю аляскитов приходится 26%, 19% занимают трондьемиты и 5—7% — гранит-аплиты.

В случаях отсутствия рудного сопровождения резко сокращается количество трондьемитов и жильных образований. В Гердизской непродуктивной интрузии они в сумме составляют всего 1—2%, 98% занимают лейкократовые граниты, среди которых находятся (18—20% площади) их контаминированные раз-

новидности. Такое же практически монофазовое строение имеют и непродуктивные кембрийские интрузии.

В габбро-гранитных ассоциациях формированию гранитоидов предшествовало поочередное внедрение габбро, габбро-норитов, диоритов или кварцевых диоритов. Их интенсивное распространение как на южном (Ферштатер, 1966), так на Северном (Овчинников, 1960; Знаменский, 1966) и Полярном Урале издавна являлось признаком продуктивности на железо наиболее поздних гранитоидов. Количество габброидов и диоритов, например, в орогенных продуктивных формациях достигает 85—87% и лишь 13—15% падает на долю гранитов, гранодиоритов и сопровождающих их гибридных сиенито-диоритов.

Вместе с тем в раннеорогенной формации, характеризующейся на Полярном Урале развитием наиболее крупных тел (до 12—15 км²), интрузии, сопровождаемые железорудными скарнами, состоят на 25—30% из тесно связанных между собой гранодиоритов, адаметлитов и гранитов. От 15 до 25% составляют трондьемиты, которые представляют собой наиболее поздние (постгранитные) дифференциаты. Это указывает на то, что большие массы гранитоидных расплавов способствовали длительной их дифференциации, продолжавшейся вплоть до отделения трондьемитов, которые нередко относятся уже к пострудным образованиям. Именно с такими интрузиями на Полярном Урале ассоциируют наиболее крупные железорудные месторождения, например Юньягинское.

Таким образом, как следует из приведенных примеров, скопления рудных минералов в промышленных количествах локализованы вокруг магматических образований, прошедших интенсивную и длительную дифференциацию. Интрузии с догранитной дифференциацией продуктивны на железо; с сингранитной и постгранитной — на редкометалльное и полиметаллическое обогащение.

Значимость дифференциатов. Обычно подчеркивается высокая значимость поздних дифференциатов, поскольку с ними предполагается связь рудных компонентов. Особенный интерес среди них представляет выявление нередко пострудных трондьемитов, независимо от того, завершали ли они кристаллизацию базальтоидных магм или расплавов кислого состава. Как свидетельствуют многочисленные наблюдения, распространение их характерно для площадей рудных районов или узлов. Выявлена даже зависимость, указывающая на то, что масштабы рудных скоплений тем больше, чем шире развиты трондьемиты.

Наглядно о такой зависимости свидетельствует сосредоточение многочисленных штокообразных и жильных тел трондьемитов на площади промышленного вольфрам-молибденового Харбейского месторождения. Как указывалось, количество их достигает 19% по отношению к объему самой Харбейской интрузии, сложенной лейкократовыми гранитами и аляскитами.

Не менее убедительно присутствие трондьемитов, составляющих 15—18% объема интрузивных горных пород на территории Сибирейского перспективного железорудного поля, или «единоличное» широкое их распространение среди роговиков и скарнов промышленного Юньягинского железорудного месторождения.

Пострудное формирование базальтоидных трондьемитов убедительно доказывается присутствием в них ксенолитов руд железа и скарнов, установленных С. Г. Караченцевым в 1959 г. на площади Юньягинского месторождения. В интрузиях сиалических гранитоидов становление трондьемитов чаще сингенетично с процессом гидротермального рудообразования, что подтверждается выявлением прямых переходов трондьемитов в рудные образования (Охотников, Фомиченко, 1976).

Становление синрудных и пострудных трондьемитов рассматривается как результат позднемагматического фракционирования щелочей, в итоге которого от расплавов гранитов отделялись рудонесущие калиевые флюиды, а внутри интрузии обогащался натриевый магматический остаток (Охотников, Фомиченко, 1974, 1976; Охотников, 1982). Поэтому естественно, что сами трондьемиты практически лишены рудных компонентов. Но присутствие их указывает на завершение процесса фракционирования щелочей и отделение рудонесущих растворов тем в большем количестве, чем шире развиты трондьемиты. Таким образом, количество последних отражает объемы отделенных рудонесущих флюидов и, следовательно, является надежным показателем при оценке рудообразующей способности интрузий.

Синрудные трондьемиты обычно слагают небольшие штокообразные и секущие жильные тела, диаметр первых из них достигает 250, реже 300 м, а мощность вторых — 2,5—3 м. Пострудные трондьемиты представлены согласными пластообразными или седлообразными залежами мощностью до 170 м. От более мощных (300—500 м) также согласных интрузий плагиогранитов геосинклинальной габбро-плагиогранитной формации они отличаются не только более кислым составом и преимущественным развитием альбит-олигоклаза или альбита, но и мелкозернистой структурой, развитием симплектитовых сростков кварца с плагиоклазом и нередким переходом вдоль периферии тел в плагиогранит-порфиры. Не менее характерны изменчивость их состава и полосатое сложение. Оно обусловлено чередованием в различной мере обогащенных кварцем синрудных трондьемитов или присутствием среди пострудных трондьемитов горных пород, близких по составу к адаметлитам. В том и другом случаях указанные петрографические разновидности не имеют резких границ и связаны между собой благодаря постепенному изменению состава каждой из них.

Ассимиляционная способность интрузий. Исследование разнообразных гранитоидных интрузий свидетельствует о том, что ассимиляция ими вмещающих отложений — явление весьма

распространенное на Полярном Урале. Она устанавливается по развитию разнообразных гибридных горных пород, известных в ассоциации с гранитами как сиалического, так и базальтоидного генезиса. Наиболее часто к гибридным относятся гранодиориты, кварцевые диориты и диориты, распространенные преимущественно в кровле или в боковых частях интрузий. Значительно реже среди них наблюдаются сиенито-диориты и монцониты.

Как показывают сопоставления продуктивных и непродуктивных образований, развитие некоторых из перечисленных гибридных горных пород и широта их распространения являются признаками, отражающими степень рудообразующей способности интрузий. Однако значение их в интрузиях гранитоидов разных генетических типов существенно различно.

В ассоциации с гранитоидами базальтоидного генезиса наблюдается, например, вся перечисленная выше гамма гибридных образований, но рудообразующая способность определяется развитием только горных пород с повышенной калиевой щелочностью. Гибридные гранодиориты, кварцевые диориты и диориты даже при весьма широком распространении их не характеризуют рудоносность интрузий, поскольку присутствуют в равной мере как в продуктивных, так и в непродуктивных из них.

Исследование продуктивных интрузий убеждает в том, что их рудообразующая способность тем выше, чем шире развиты гибридные кварцевые и практически бескварцевые сиенито-диориты, а также монцониты и другие горные породы с высоким содержанием калия. Количество их в продуктивной среднепозднедевонской Сибилейской интрузии достигает 43%, в ряде других интрузий, сопровождаемых рудами, не опускается ниже 15—20%. Сравнение составов сиенито-диоритов и гранитоидов из внутренних частей интрузий показывает, что в первых содержание K_2O выше на 2—4%. Это свидетельствует об оттоке калия в сторону периферии интрузии и возможном сосредоточении здесь не только горных пород с высоким содержанием K_2O , но и ассоциирующих с ними рудных скоплений, поскольку вместе с калием мигрировала подавляющая часть металлов и в том числе железо (Овчинников, 1960; Охотников, 1982).

Сокращение объема гибридных горных пород с повышенным содержанием калия обычно свидетельствует о понижении рудообразующей способности интрузий. Однако в позднедевонско-раннекаменноугольных интрузиях, например, снижение их количества сопровождается одновременным и довольно широким развитием метасоматических диоритов. В них также на 2—3% повышено содержание K_2O по сравнению с замещенными ими эффузивами основного состава, что свидетельствует о выносе калия за пределы интрузии. Такие интрузии не характеризуются низкой рудообразующей способностью, хотя в них сиенито-диориты и монцониты утрачивают свое первостепенное значение. Продуктивность же интрузий оценивается по интенсивности

совместного развития как гибридных, так и метасоматических горных пород, характеризующихся повышенной калиевой щелочностью.

В гранитоидах сиалического генезиса присутствие гибридных горных пород с повышенным содержанием калия явление чрезвычайно редкое, а широкое развитие гранодиоритов, кварцевых диоритов и диоритов (горных пород с нормальной щелочностью) указывает на низкую рудогенерирующую способность интрузий. Свидетельством этому служат результаты сопоставления раннеордовикских Харбейской и Гердизской интрузий, сложенных гранитоидами палингеного генезиса: первая из них (продуктивная) сопровождается весьма ограниченным развитием гибридных адаметеллитов и гранодиоритов (1—2% площади); во второй (непродуктивной), наоборот, вместе с кварцевыми диоритами они получили широкое (18—20%) распространение (Охотников, 1955; Охотников, Фомиченко, 1974).

Причины столь разного развития гибридных образований обусловили различие условий становления интрузий. Непродуктивные интрузии в подавляющем большинстве относятся к автохтонным монофазовым образованиям, длительно кристаллизовавшимся без перемещений в закрытой системе; продуктивные, напротив, являются аллохтонными телами, которые представляют собой последовательные дифференциаты, сближенные в пространстве и времени.

Таким образом, ассимиляция оказывала плодотворное влияние на рудообразующую способность интрузий гранитоидов только базальтоидного генезиса и только в случаях развития среди них гибридных горных пород с повышенным содержанием калия. Интрузии этого типа сопровождаются на Полярном Урале становлением скарновых месторождений железа. Широкое развитие гибридных образований, не сопровождаемых концентрацией в них калия, не способствовало формированию сколь-либо значительных рудных скоплений. Примерами могут послужить явно непромышленные Немурьюганское, Красноуральское и другие скарновые мелкие месторождения железа, ассоциирующие с непродуктивными интрузиями раннего ордовика.

Воздействие гранитоидов на вмещающие толщи. Среди разнообразных экзоконтактовых преобразований горных пород особенно важны изменения, сопровождаемые привнесением калия. В интрузиях сиалических гранитов к таковым обычно относятся серицитизация и калишпатизация. С серицитизацией установлена прямая связь гидротермальных рудных скоплений молибдена, вольфрама, цинка, свинца; с калишпатизацией — вольфрама (Охотников, Фомиченко, 1976). Не менее важно также выявление масштабов серицитизации и формирования серицитолитов при оценке продуктивности колчеданосных субинтрузий липаритовых порфиров, генетически связанных с базальтоидной магмой. Как это, так и указанные выше изменения вме-

щающих толщ уже давно вошли в практику поисковых работ в качестве ведущих критериев, не нуждающихся в пояснениях.

Особенность их на Полярном Урале заключается в том, что интенсивность серицитизации не зависит от состава толщ, окружающих интрузии. Она широко распространялась как в вулканиках разного состава, так и среди терригенных отложений. Степень же интенсивности проявления ее вокруг интрузий палингенных гранитоидов обычно соответствует количеству поздних жильных дифференциатов даже и в том случае, когда они не имели выхода на дневную поверхность, как это установлено подземными выработками на Харбейском месторождении.

В интрузиях гранитоидов базальтоидного генезиса, сопровождаемых формированием железорудных месторождений, повышенный интерес представляют амфиболитизация и диоритизация вмещающих толщ. Амфиболитизация, вплоть до формирования метасоматических диоритов и габбро, как правило, подвержены эффузивы основного состава. Среди них обычны скарны, скарноиды и роговики.

Исследования амфиболитизированных и диоритизированных вулканитов в контактах с гранитоидами позднего девона—раннего карбона, а также их взаимопереходов свидетельствуют о том, что преобразование горных пород и формирование метасоматических диоритов сопровождалось привнесением в них калия и выносом железа (табл. 1). Представляется вероятным, что калий,

Таблица 1

Средние содержания железа, окислов железа и калия в горных породах экзоконтактовых ореолов интрузий позднего девона—раннего карбона, %

| Горные породы | $Fe_2O_3 + 1,11FeO$ | Fe | K_2O |
|---|---------------------|------|--------|
| Эффузивы основного состава | 11,04 | 7,72 | 0,55 |
| Амфиболитизированные эффузивы основного состава | 10,97 | 7,67 | 1,51 |
| Диориты метасоматические по эффузивам основного состава | 7,3 | 5,1 | 1,81 |
| Диориты гибридные | 7,55 | 5,28 | 1,56 |

будучи весьма подвижным и активным реагентом, стимулировал не только метасоматическое замещение вулканитов, но и вынос из них железа, скапливающегося в скарнах в виде магнетита. Этому, надо полагать, способствовали: во-первых, переход части железа из силикатного в окисное состояние, что устанавливается по частой изменчивости железистого биотита и амфибола (от 60 до 40—30%); во-вторых, свободный доступ

кислорода атмосферы вдоль многочисленных расколов, возникших в процессе орогенной эволюции Тагило-Магнитогорского прогиба на севере Урала.

На примерах южной части Щучьинского синклинория (месторождения Овальное, Озерное) выполнены простейшие расчеты. Они показывают, что при выносе железа в количестве от 2 до 3% из вулканогенной толщи (табл. 1) и мощности последней около 800 м возможный объем экстрагированного железа может составить 40—60 млн. т на 1 км² площади. Разумеется, далеко не все железо будет скоцентрировано в виде крупных скоплений. Отнюдь не исключается рассеяние его. Однако проведенные наблюдения убеждают в том, что процесс диоритизации и развития метасоматических диоритов по эффузивам основного состава является одним из важных факторов формирования железорудных месторождений, естественно, при условии достаточно высоких содержаний его во вмещающих вулканогенных толщах.

Размеры интрузий. Масса гранитоидов определяет масштабы рудных скоплений, если последние являются следствием прямой миграции к ним металлов из кристаллизующихся интрузий. На Полярном Урале таковые установлены как среди сиалических кембрийских, так и среди базальтоидных средне-позднедевонских гранитоидов.

Для ряда кембрийских интрузий, согласно выполненным исследованиям, характерно разделение расплава, сопровождаемое обособлением в гипсометрически нижней их части арфведсонит-биотитовых субщелочных гранитов, в верхней — высококремнистых микропегматитовых. Среди последних, а также в отделенных от них апофизах наблюдается развитие линзовидно-полосчатых текстур и дальнейшее обособление лейкократовой, преимущественно кварцевой массы, несущей молибденит, сфалерит, галенит, пирротин, халькопирит и пирит. Особенно наглядно обособление рудных компонентов в линейно-вытянутых апофизах.

Как видно, количество и размеры рудных скоплений оказываются в прямой зависимости от объема микропегматитовых гранитов, внутри которых происходило обособление металлов. В свою очередь, количество микропегматитовых гранитов определялось размерами кембрийских интрузий. По аналогии с рудонесущими интрузиями подобного сложения из других районов страны (Ляхович, 1976) продуктивны наиболее крупные тела, объем которых приближается к десяти и более кубическим километрам.

Продуктивность средне-позднедевонских интрузий, как указывалось, в значительной мере зависела от их ассимиляционной способности и количества развитых гибридных горных пород с повышенной калиевой щелочностью. Объемы же последних контролировались массой гранитоидного расплава, вступающего

во взаимодействии с вмещающими толщами. Следовательно, размер интрузий и в этом случае являлся одним из несомненных и важных условий, определяющих их продуктивность.

В позднедевонско-раннекаменноугольных и позднепермских образованиях заметно снижено влияние объема гранитоидов на рудообразующую способность образованных ими интрузий. Связано это с указанным выше заимствованием железа месторождениями не только из расплавов, но и из вмещающих толщ, замещение которых относится к длительному, нередко постинтрузивному процессу. Завершение его происходило уже после кристаллизации гранитоидов, о чем свидетельствуют наблюдения калишпатизации последних и окружающих метасоматических диоритов. Следовательно, метасоматическое преобразование вмещающих толщ и формирование железорудных месторождений в эти эпохи совершались под воздействием как гранитоидных интрузий, так и глубже расположенных источников флюидов.

Рудообразующая способность интрузий раннеордовикских гранитоидов палингенного генезиса вообще не зависела от их объемов. Редкометалльные и полиметаллические руды этой эпохи имели прямую связь с поздними жильными дифференциатами. Последние пересекают гранитоиды главной интрузивной фазы и, следовательно, не связаны непосредственно с интрузивными телами, залегающими у дневной поверхности. Развитие их отражает процесс дальнейшей дифференциации глубже расположенных магмо-рудогенерирующих источников.

Таким образом, объемы гранитоидов оказывали влияние на рудообразующую способность главным образом тех интрузий, которые сами являлись источниками рудонесущих флюидов.

Морфология интрузивных тел — один из наиболее доступных для изучения признаков, нередко наглядно подчеркивающих специфику условий формирования продуктивных и непродуктивных интрузий. Действительно, уже первые исследования палингенных гранитоидов раннего ордовика показали, что сформированные ими пластообразные залежи, сопровождаемые магматическим замещением вмещающих толщ или развитием обильной согласной тонкой инъекции, не образуют сколь-либо значительных рудных скоплений (Охотников, 1955). Продуктивны, как установлено, сложно построенные и изометричные в плане интрузии. Они состоят из гранитоидов нескольких интрузивных фаз, производные главной из которых обычно располагаются в центре, а по периферии — последующие дифференциаты. Это обуславливает концентрически зональное строение интрузий, например, продуктивной Харбейской, имеющей чащеобразную овальную в плане форму.

Как показали исследования, такое строение является отражением аллохтонного формирования продуктивных интрузий, несущих гидротермальное оруденение, и отличает их от непроду-

дуктивных — автохтонных, испытавших длительное состояние покоя (Охотников, Фомиченко, 1976). Не случайно раннеордовикские продуктивные аллохтонные интрузии локализованы в узлах пересечения длительно функционирующих крупных разломов или в мобильных складчатых поперечных структурах в месте сочленения их с одним из дизъюнктивных нарушений.

Для интрузий гранитоидов других комплексов не установлена столь тесная зависимость продуктивности от строения тел, хотя и намечается тенденция к рудоносности у гранитоидных образований базальтоидного генезиса, имеющих также близкую к изометричной форму.

Акцессорно-геохимическая характеристика интрузий. По содержанию акцессорных минералов и металлов продуктивные интрузии заметно отличаются от непродуктивных. Однако эти отличия заключаются не в увеличении содержаний в рудообразующих телах рудных минералов и элементов, а наоборот, в сокращении их количеств. Так, сопоставление среди палингенных гранитоидов двух идентичных по составу и возрасту раннеордовикских Харбейской и Гердизской интрузий убеждает в том, что при адекватных составе и геохимической характеристике вмещающих толщ, руды в промышленном значении связаны только с Харбейской интрузией, хотя в гранитоидах ее содержание молибдена и вольфрама в несколько раз ниже, чем в непродуктивной Гердизской. Характерны также практическое отсутствие или чрезвычайно редкая встречаемость галенита, молибденита, халькопирита и пирротина в продуктивной Харбейской интрузии и постоянное присутствие этих минералов от единичных знаков до 100 г/т в непродуктивной Гердизской (Охотников, Фомиченко, 1976).

Точно так же не являются продуктивными интрузии кембрийских гранитоидов сиалического генезиса, хотя в части из них и повышены против кларков количества молибдена, олова, ниобия, цинка, свинца, а соединения этих металлов относятся к постоянным акцессорным минералам. Сядатаяхинская интрузия, например, при средних содержаниях свинца до 0,04, цинка до 0,003, молибдена — 0,0005 и олова выше 0,0003% сопровождается убогим оруденением как по его распространенности, так и по концентрации металлов, обычно едва превышающих указанные их количества.

В интрузиях базальтоидного генезиса, продуктивных на железо (Сибилейская, Нгунортская, Харасавейская, Каньонная) и непродуктивных (Янганапэйская, Юрмэнекская), гранитоиды характеризуются равными или весьма близкими содержаниями суммарного железа (табл. 2). Повышенные количества его устанавливаются в основном в гибридных горных породах и, как выяснено, зависят не столько от особенностей гранитоидного расплава, сколько от состава и объема ассимилированных им вмещающих горных пород.

Таблица 2

Средние содержания железа
в интрузиях гранитоидов базальтоидного генезиса

| Возраст интрузий | Название интрузий | Fe общее, % |
|----------------------------------|-------------------|-------------|
| Средний-поздний девон | Сибилейская | 6,67 |
| | Нгуортская | 4,13 |
| | Янганапэйская | 3,87 |
| Поздний девон— —ранний карбон | Каньонная | 3,43 |
| | Харасавейская | 3,50 |
| | Юрмэнекская | 3,53 |
| Поздняя пермь | Торасовейская | 7,46 |

Приведенные примеры указывают на то, что в подавляющем числе случаев продуктивные интрузии характеризуются не повышенными, а пониженными концентрациями металлов, что обуславливается, очевидно, способностью их отделять рудные компоненты. Естественно поэтому, что геохимическая специализация в бытующем понимании ее как присутствие в гранитоидах увеличенных против кларков концентраций металлов, равно как и повышенные количества акцессорных рудных минералов, отнюдь не являются критерием продуктивности интрузий.

Структурно-текстурные особенности гранитоидов. Подавляющее количество изученных продуктивных интрузий как силлического, так и базальтоидного генезиса характеризуются хорошо выраженным катаклизмом составляющих их минералов. Устанавливаются не только посткристаллизационный (постинтрузивный), но и синкристаллизационный катаклазы. Особенно давлены и трещиноваты плагиоклаз и кварц. Нередко отделенные и развернутые друг относительно друга части зерен плагиоклаза «залечены» позже кристаллизующимся кварцем или ортоклазом. Известно также выполнение синкристаллизационным биотитом трещин в плагиоклазе и амфиболе.

Для ряда продуктивных интрузий гранитоидов палингеного генезиса примечательно интенсивное дробление горных пород главной фазы и выполнение многочисленных трещин в них производными последующих дифференциатов, главным образом трондьемитами. В результате нередко возникали брекчиевидные текстуры горных пород, особенность которых заключается в их неравномерном распространении в теле интрузии. Весьма показательным, что гранитоиды непродуктивных интрузий отличаются преимущественным развитием в них каталитической структуры, выраженной в обособлении концентрически-зональных минеральных агрегатов. Наиболее часто они представлены кварцем и плагиоклазом, последовательно выделяю-

щиеся друг за другом генерации которых слагают овальные или округлые зерна. Плагиоклаз и кварц ранних генераций в них заметно резорбированы, а обрастающие их последующие образования переполнены многочисленными пойкилитовыми вростками.

Продуктивные интрузии гранитоидов базальтоидного генезиса отличаются от непродуктивных развитием в них автомагматических брекчий. Наиболее часты они в гранодиоритах среднего-позднего девона, среди которых слагают участки размером 20—50×70—150 м², тяготеющие к периферии тел. В составе брекчий обычны обломки самих гранодиоритов, а также зерен полевых шпатов и кварца. Они сцементированы мелкозернистым кварцево-полевошпатовым агрегатом с пойкилитовой структурой. Нередко в брекчиях наблюдается глинистая масса, сохраняющая внутри реликты прожилков, сложенных амфиболом, биотитом, хлоритом, эпидотом, кальцитом и магнетитом.

Наконец, продуктивным интрузиям гранитоидов базальтоидного генезиса присуще позднее выделение амфибола, биотита и ассоциирующего с ними магнетита. Они сосредоточивались преимущественно на площадях развития автомагматических брекчий, обуславливая общую высокую железистость, например, Сибилейской интрузии (табл. 2).

Судя по вышеприведенным структурно-текстурным особенностям гранитоидов, продуктивные интрузии формировались в условиях непрекращавшихся динамических нагрузок. Они проявлялись в процессе формирования гранитоидов ранних фаз и следовали друг за другом в течение всей последующей эволюции интрузий.

* * *

Проведенное сопоставление интрузий гранитоидов, сопровождаемых и несопровождаемых промышленно значимыми скоплениями руд, свидетельствует о том, что они существенно отличаются друг от друга. Эти отличия установлены на примерах многочисленных интрузий разного возраста, разных генетической принадлежности и металлогенической специализации и, наконец, в разных структурно-формационных зонах. Следовательно, они не являются случайными, а отражают закономерные особенности эволюции интрузий, сопровождаемых оруденением. Очевидно, как гранитоиды, так и руды в этих случаях связаны единством происхождения и являются звеньями единого процесса, в котором интрузии продуцируют руды и становятся продуктивными.

Как следует из результатов исследования, продуктивные и непродуктивные интрузии формировались нередко в течение одних и тех же или в сходных по типу и времени процессов магматизма. Установленные различия интрузий, как видно, обуславливались не разновременностью становления и не принад-

лежностью гранитоидов к особому типу магм. Главной причиной отличия продуктивных интрузий являлось размещение их в пространстве и структурная позиция.

Исследования, выполненные в этом направлении, показывают, что подавляющее большинство продуктивных интрузий на Полярном Урале локализовано в мобильных поперечных структурах, будь то складчатые сооружения или разломы. Приведенные выше критерии продуктивности интрузий, особенно такие, как катаклаз составляющих их минералов, присутствие автомагматических брекчий, степень дифференцированности и морфология тел, с несомненной определенностью указывают на то, что продуктивные из них формировались в условиях длительного приложения динамических нагрузок. Они не прекращались практически в течение всего процесса становления продуктивных интрузий.

Важное значение имели также глубина формирования интрузий и состав вмещающих толщ. Подавляющее большинство, если не все продуктивные интрузии, относятся к гипабиссальным образованиям. Кристаллизация гранитоидов, например базальтоидного генезиса, в этих условиях (Овчинников, 1960) происходила при свободном доступе кислорода атмосферы, что обеспечивало переход железа из силикатного в окисное состояние и кристаллизацию магнетита.

Таким образом, используя перечисленные признаки, можно выделить среди гранитоидных интрузий продуктивные и непродуктивные образования и наметить площади, перспективные для поисков ассоциирующих с ними руд.

ЛИТЕРАТУРА

Амшинский Н. Н., Долгушина А. Л., Орлова Л. И. Металлогеническая специализация, рудоносность и структурные условия становления гранитных тел.— В кн.: Магматизм Алтае-Саянской складчатой области и связь с ним месторождений полезных ископаемых. Новосибирск, 1976, с. 4—14. (Тр. /СНИИГГИМС, вып. 236).

Бевз Е. И. Особенности петрохимии и металлогении плагиогранит-габброидных комплексов восточного склона Полярного Урала.— В кн.: Магматизм и металлогения севера Урала и Пай-Хоя. Сыктывкар, 1976, с. 42—57. (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР, вып. 22).

Вертикальная геохимическая зональность магматических и рудных тел — основа глубинного прогноза. /Н. Н. Амшинский, В. Л. Булытников, К. Р. Рабинович, И. С. Туркин и др.— В кн.: Основные проблемы геологии и геофизики Сибири. Новосибирск, 1977, с. 94—103. (Тр. /СНИИГГИМС, вып. 250).

Знаменский Н. Д. Гранитоиды габбровой формации Среднего Урала.— Свердловск, 1966. (Тр. Ин-та геол. и геох. УФАИ СССР, вып. 71).

Лучинин И. Л. О позднебайкальской гранит-липаритовой формации в северной части Центрально-Уральского поднятия: Тезисы II Уральск. петрогр. совещ.; вып. III.— Свердловск, 1969, с. 29—31.

Ляхович В. В. Связь оруденения с магматизмом.— М.: Наука, 1976.— 424 с.

Овчинников Л. Н. Контактново-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала.— Свердловск, 1960.— 495 с. (Тр. /Горно-геол. ин-та УФАИ СССР, вып. 39).

Охотников В. Н. Данные полевых наблюдений над экзоконтактовыми изменениями микроклиновых гранитов в центральной горной полосе Полярного Урала: Матер. совещ. по итогам геол. и геол.-развед. работ, проведенных различными организ. на территории Коми АССР за период 1948—1953 г.г. Сыктывкар, 1955, с. 53—63.

Охотников В. Н. Латеральные ряды интрузивных комплексов севера Урала.— В кн.: Магматические формации Северо-Востока европейской части СССР. Сыктывкар, 1979, с. 3—12. (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР, вып. 29).

Охотников В. Н. Позднемагматическое фракционирование щелочей — критерий продуктивности гранитоидных интрузий.— В кн.: Геология и минерально-сырьевые ресурсы Западно-Сибирской плиты и ее складчатого обрамления: Тезисы III годич. конф. Тюменск. отд. ВМО.— Тюмень, 1982, с. 56—59.

Охотников В. Н. Металлогения гранитоидов Полярного Урала.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Европейского Северо-Востока СССР. Сыктывкар, 1983, с. 43—45. (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР, вып. 44).

Охотников В. Н., Фомиченко Т. А. Позднемагматическое фракционирование щелочей в гранитоидах.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР: (Ежегодник—1972). Сыктывкар, 1973, с. 42—48.

Охотников В. Н., Фомиченко Т. А. Рудообразующая способность гранитоидных интрузий (Полярный Урал).— Сов. геол., 1976, № 4, с. 70—85.

Романова М. М. История представлений о происхождении гранитов.— М.: Наука, 1977.— 188 с.

Ставров О. Д. К проблеме гранита и его рудоносности в связи с геохимией рубидия.— Геохимия, 1971, № 10, с. 1192—1209.

Ферштатер Г. Б. Магнитогорская габбро-гранитная интрузия.— Свердловск, 1966.— 144 с.



НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ И ЗАДАЧИ ИЗУЧЕНИЯ ПАЛЕОВУЛКАНИЗМА СЕВЕРА УРАЛА

В. И. Мизин

Последнее десятилетие знаменуется заметно возросшим интересом к палеовулканизму северных секторов Центрально-Уральского поднятия. Объясняется это, во-первых, увеличением экономического значения северных районов в общем энергетическом балансе страны, во-вторых, широким развитием на севере Урала вулканогенных образований, которые, по общему признанию, являются концентраторами различных эндогенных и экзогенных полезных ископаемых. Не случайно Полярный Урал стал настоящим полигоном, где апробируются различные методические приемы изучения вулканогенных толщ, их фациального и формационного расчленения, анализы связей тектоники с вулканизмом и его роли в развитии складчатых систем, выяснения генетических (или парагенетических) связей оруденения с вулканизмом.

Наиболее мощные (4—5 км) вулканогенные толщи на севере Урала сосредоточены в пределах Полярно-Уральского и Оченырдынского поднятий, а также в северных фрагментах Тагил-Магнитогорского синклиория (Войкарский, Щучинский и Байдарцкий прогибы). В этих структурах известны как доордовикские, так ордовикские и послеордовикские вулканогенные образования. Однако их стратиграфическое положение все еще достаточно дискуссионно, что привело к выделению множества комплексов и формаций, объемы которых и ассоциации петротипов существенно различны у каждого из многочисленных исследователей.

По результатам изучения пространственного размещения вулканитов, характера их взаимоотношений между собой и с осадочными отложениями, состава структуры различных вулканогенных пород, степени метаморфических преобразований и

особенностей петрогеохимии представляется возможным выделить среди них несколько разновозрастных ассоциаций, для которых в целом характерна смена натриевых серий пород натриево-кальциевыми в сторону конечных продуктов вулканизма вплоть до появления среди них щелочных разновидностей базальтоидов и ацидитов. Наиболее древняя (и наименее изученная) из выделенных групп объемлет вулканиты дорифейского возраста. Эти вулканогенные породы локально распространены в пределах Харбейского поднятия (Грязнов и др., 1981) и имеют существенно базитовый состав. Они претерпели глубокий метаморфизм на уровне амфиболитовой и эклогитовой фаций. На основании петрохимических свойств указанные исследователи считают их близкими к траппам платформ.

Вулканическая деятельность в рифейско-кембрийское время наиболее ярко проявилась на территории Оченырдынского и западной части Харбейского антиклинория, в бассейне р. Лемвы, где вулканиты образуют пояса «уральского» простирания. Вулканические образования представлены лавовой, туфовой и субвулканическими фациями, которые слагают почти сплошные поля базальтов, андезито-базальтов, андезитов, андезито-дацитов, дацитов и их пирокластитов, редкие массивы габбро-диабазов и кварцевых диоритов. Количество формаций у каждого исследователя различно, но общим является выделение базальтовой, андезито-базальтовой и андезитовой формаций.

По содержанию кремнезема, окиси титана и глинозема базальтовые формации близки как к базальтам континентальной оливин-базальтовой формации (Кутолин, 1972), отличаясь от них большими суммами железа и щелочей и меньшим количеством магния и извести, так и к траппам молодых платформ, в отличие от которых обладают меньшими содержаниями глинозема и магния. По соотношению щелочных окислов базальтоиды соответствуют натриевым типам, что дает возможность отнести их к формациям натриевых базальтов, но в отличие от которых они содержат продукты деаортизации. По количественному соотношению щелочей породы андезито-базальтовой формации относятся к кальциево-натриевому типу. По петрохимическим характеристикам вулканиты андезитовой формации отличаются от типичных островодужных образований и могут быть производными как толеитовых, так и известково-щелочных серий (Червяковский, 1981).

Для рифейско-кембрийского времени характерным является преимущественное развитие магматизма базальтоидного генетического типа и приуроченность его к разломам общепетрохимического простирания. Преимущественно формируются эффузивные фации базальтоидного состава и силловые, реже — дайковые формы залегания интрузивных тел.

По ассоциациям петрографических и петрохимических типов вулканогенные породы севера Урала близки наложенным вулка-

ническим поясам Дальнего Востока, сформировавшимся в позднеорогенный этап в связи с активизацией глубинных разломов, возникающих на стыке разновозрастных тектонических структур. Многие исследователи Урала (Иванов, 1979; Дымкин и др., 1981; Мизин, 1981; Червяковский, 1980 и др.) все больше склоняются к параллелизации рифейско-кембрийских образований с образованиями тектоно-магматической активизации окраин континентов (режим эпиконтинентального рифтогенеза).

Кембрийско-ордовикский вулканизм достаточно интенсивно проявился на всей территории севера Урала. Продуктами его деятельности являются покровы диабазов, андезитов, дацитов, многочисленные дайки и мелкие тела габбро-диабазов, потоки и субинтрузии липаритов и их пирокластические разности. Диабазы затронуты зеленокаменными изменениями, особенно интенсивно в Войкарском прогибе. В отличие от них андезиты более свежие. Липариты образуют как согласные залежи, так и тела, прорывающие покровы андезитов, диабазов и дацитов. По химическому составу средне-основные вулканы принадлежат к океаническим базальтам, среди которых проявляются трахитовые разности, главным образом благодаря повышению роли калия. Липариты, расположенные в Оченырском поднятии, резко отличаются от эвгеосинклинальных ультракислым составом, повышенным содержанием щелочей (до 9%), отчетливым преобладанием калия над натрием и очень низким содержанием полевошпатовой извести. По этим признакам изученные липариты близки к липаритовой формации наложенных поясов Дальнего Востока. Липаритовые тела слагают несколько изолированных друг от друга участков, достаточно значительных по объему. Из этого следует, что они не могли возникнуть в результате дифференциации мантийного расплава базальтового или андезитового состава, и возникновение их, видимо, нужно связывать с коровыми очагами анатектической магмы.

Силурийско-нижнедевонская вулканогенная толща распространена в Байдарацком, Щучинском и Войкарском прогибах. В основании ее установлены конгломераты, залегающие на нижележащих породах ордовикского возраста. Толща состоит из нескольких покровов базальтов. По петрохимическим данным вулканы относятся к базальтам океанического типа. Среди базальтов присутствуют трахиандезитобазальты, которые приближаются к типу платформенных образований. Базальты как в Щучинском, так и Байдарацком прогибах обычно слабо изменены.

В Войкарском прогибе толща представлена андезито-базальтовой формацией. Как и базальты этого возраста в более северных районах, слагающие ее андезито-базальты отличаются меньшей метаморфизованностью по сравнению с ордовикскими. Значительные изменения наблюдаются только вблизи интрузий кварцевых диоритов.

Широко распространены дайки диабазов, обогащенных щелочами.

При изучении разнообразных магматических комплексов неизбежно приходится сталкиваться с вопросом о составе и месте возникновения расплавов. Этот вопрос на севере Урала до настоящего времени не имеет конкретного решения, что связано с отсутствием данных специального изучения. Чтобы получить их, необходимо провести детальнейшие исследования магматических горных пород. При этом важно иметь в виду, что полученные сведения можно считать близкими к действительности только при условии незначительного изменения (ассимиляции, коштаминации, гибридизма) состава поднимающегося к поверхности расплава. О петрографическом составе фундамента обычно судят по ксенолитам в субвулканических телах и их обломкам в породах жерловой фации.

В связи с важной ролью вулканизма в формировании и размещении рудных скоплений, петрологические исследования имеют металлогеническую направленность. Необходимо учитывать тот факт, что металлогеническая специализация вулкаников в своем большинстве определяется их генетической принадлежностью. Поэтому естественно, что выделение вулканогенных формаций должно базироваться на генетической, а не формально-петрографической основе, ограничивающейся нередко перечнем петротипов ассоциации.

Для выяснения генезиса магматических пород все больше привлекаются данные геохимии редкоземельных элементов и особенно рубидиево-стронциевые отношения и отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Металлогеническая специализация магматических комплексов обычно определяется специфичным набором рудообразующих элементов и повышенным содержанием летучих компонентов в магме, а рудообразующая способность их — благоприятными физико-химическими условиями становления комплекса, способствовавшими концентрации соответствующих рудных компонентов и их отсадке. Показателем рудообразующей способности магматических комплексов является существенное увеличение содержания летучих компонентов и рудообразующих элементов в породах поздних фаз по сравнению с ранними. Немаловажное значение имеют благоприятная структурная обстановка, состав вмещающей среды и т. д.

В условиях широкого распространения вулкаников среднего состава на Полярном Урале чрезвычайно важным представляется выявление самостоятельных андезитовых и андезито-дацитовых формаций. Установлено (Червяковский, 1980), что в других регионах они сопровождаются локализацией медно-порфировых и полиметаллических месторождений. По данным Г. Ф. Червяковского (1980), более перспективными считаются андезиты гибридного генезиса по сравнению с мантийными (извест-

ково-щелочными). Следовательно, решение вопроса о генезисе андезитов приобретает принципиально важное значение не только как критерий оценки потенциальной рудоносности региона, но и как признак, определяющий методiku и направленность поисковых работ.

Несмотря на известную сложность в выделении акцессорных минералов, изучение их необходимо. Акцессорные минералы являются главными концентраторами рудных элементов, присутствующих в магме, и служат индикаторами металлогенической специализации вулканогенной формации. В породах липарит-гранитной серии, например, концентраторами олова являются циркон, ортит и др.

Наконец, все еще недостаточно внимания уделяется изучению метаморфизма на севере Урала. Особенно сложно отличить породы метасоматические от собственно метаморфических, и граница между ними проводится весьма условно. Однако в аспекте рудогенеза несомненный интерес представляют метасоматиты, с которыми ассоциируют оруденения различного типа и состава. Поэтому очевидна необходимость выявления типов метасоматитов, их возраста, пространственных и генетических связей между собой, приуроченности конкретного типа к определенной группе пород, а также особенностей миграции породо- и рудообразующих элементов.

При металлогенических исследованиях в областях развития древних эффузивных толщ необходимо изучение субвулканических и экструзивных образований с выделением типа вулканизма, позволяющего судить о газонасыщенности магматического резервуара и его потенциальной рудоносности. Рекомендуется проводить крупномасштабное картирование вулканогенных образований. Оно представляет возможность составления прогнозной карты эффузивной толщи с выделением конкретных благоприятных рудоконтролирующих структур, литологических горизонтов, а также вулканических аппаратов и их типов.

Особого внимания требует изучение дизъюнктивной тектоники, так как к разрывным нарушениям часто приурочены минералогические и геохимические ореолы, свидетельствующие о локализации оруденения на глубине.

Изложенные выше сведения свидетельствуют о крайне важной необходимости тщательного изучения вулканогенных толщ. Одним из проверенных методов таких исследований на Урале является составление карт палеовулканизма. Построение их по установленным структурным этажам и ярусам даст в руки геологов-рудников действенный документ.

ЛИТЕРАТУРА

Иванов С. Н. О байкалидах Урала и природе метаморфических толщ в обрамлении геосинклиналией.— Свердловск, 1979.— 78 с. (Сер. препринтов «Науч. докл.» /АН СССР, УНЦ, Ин-т геол. и геохим.).

Кутолин В. А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск: Наука, 1972.— 208 с. (Тр. /ИГиГ СО АН СССР, вып. 189).

Металлогения и структурные особенности докембрия Урала. /А. М. Дымкин, В. М. Нечеухин, В. Н. Пучков, В. А. Прокин.— В кн.: Металлогения докембрия: Тез. докл. II Всесоюз. совещ. по металлог. докембрия. Иркутск, 1981, с. 263—264.

Мизин В. И. Петрология верхнепротерозойско-нижнепалеозойских вулканических комплексов западного склона Полярного Урала: Автореф. дис.— Свердловск, 1981.— 24 с.

Принципы фациально-формационного анализа вулканогенных образований и их реализация на примере западного фрагмента Урало-Монгольского складчатого пояса. /О. Н. Грязнов, В. А. Душин, С. С. Карагодин, А. Б. Макаров.— В кн.: Вопросы петрологии и металлогении Урала: Тез. докл. IV Уральской петрограф. конф. Свердловск, 1981, с. 153—154.

Червяковский Г. Ф. Некоторые вопросы вулканизма Урала.— В кн.: Общие вопросы магматизма Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980, с. 111—117.

Червяковский С. Г. Некоторые особенности геохимической специализации липаритов щелочной и субщелочной калий-натриевой серий западного склона Урала.— В кн.: Вопросы петрологии и металлогении Урала: Тез. докл. IV Уральской петрограф. конф. Свердловск, 1981, с. 144—145.

ГРАНИТЫ ПОЛУОСТРОВА КАНИН: ГЕОЛОГИЯ, ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ, УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И ФОРМАЦИОННАЯ ПРИНАДЛЕЖНОСТЬ

М. Н. Костюхин

Граниты п-ова Канин являются слабо изученным геологическим объектом, что связано с их незначительной распространенностью на современной поверхности и отчасти — с труднодоступностью региона. Они очень кратко охарактеризованы Ю. П. Ивсенсом (1964), который весьма произвольно объединил их с гранитами Северного Тимана в единый комплекс пород.

В северо-западной части п-ова Канин граниты слагают вытянутое в северо-западном направлении, частично обнаженное в двух изолированных выходах тело протяженностью около 2,5 км (рис. 1). Уточнение геологического положения этих гранитов, установление их минералого-геохимических признаков, выявление формационной принадлежности, генетических особенностей и перспектив рудоносности — вот задача и предмет обсуждения настоящей статьи.

Тектоническое положение канинских гранитов определяется их локализацией в многоэпиклиналиной зоне байкалит и приуроченностью к зоне разлома северо-западного простирания.

Геологическая позиция. Граниты прорывают ставролит-гранат-кварц-биотитовые сланцы, гранатовые кварциты и metabазиты рифея, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации и диафорированные на уровне биотит-мусковитовой и мусковит-хлоритовой субфаций зеленосланцевой фации. Ориентировка первичной слоистости, метаморфогенной сланцеватости (по биотиту) и минеральной линейности (по ставролиту), а также резко доминирующих трещин кливажа совпадает с предполагаемым простиранием гранитного тела и имеет азимут простирания $340-355^\circ\text{СЗ}$ и падение на юго-восток под углом

$60-85^\circ$ до вертикального. Продольный контакт гранитов с метаморфитами не обнажен. «Торцевые» контакты резкие, интрузивные, крутопадающие и весьма неровные (рис. 2). В зоне контакта имеются кварцевые жилы, секущие как сланцы, так и граниты.

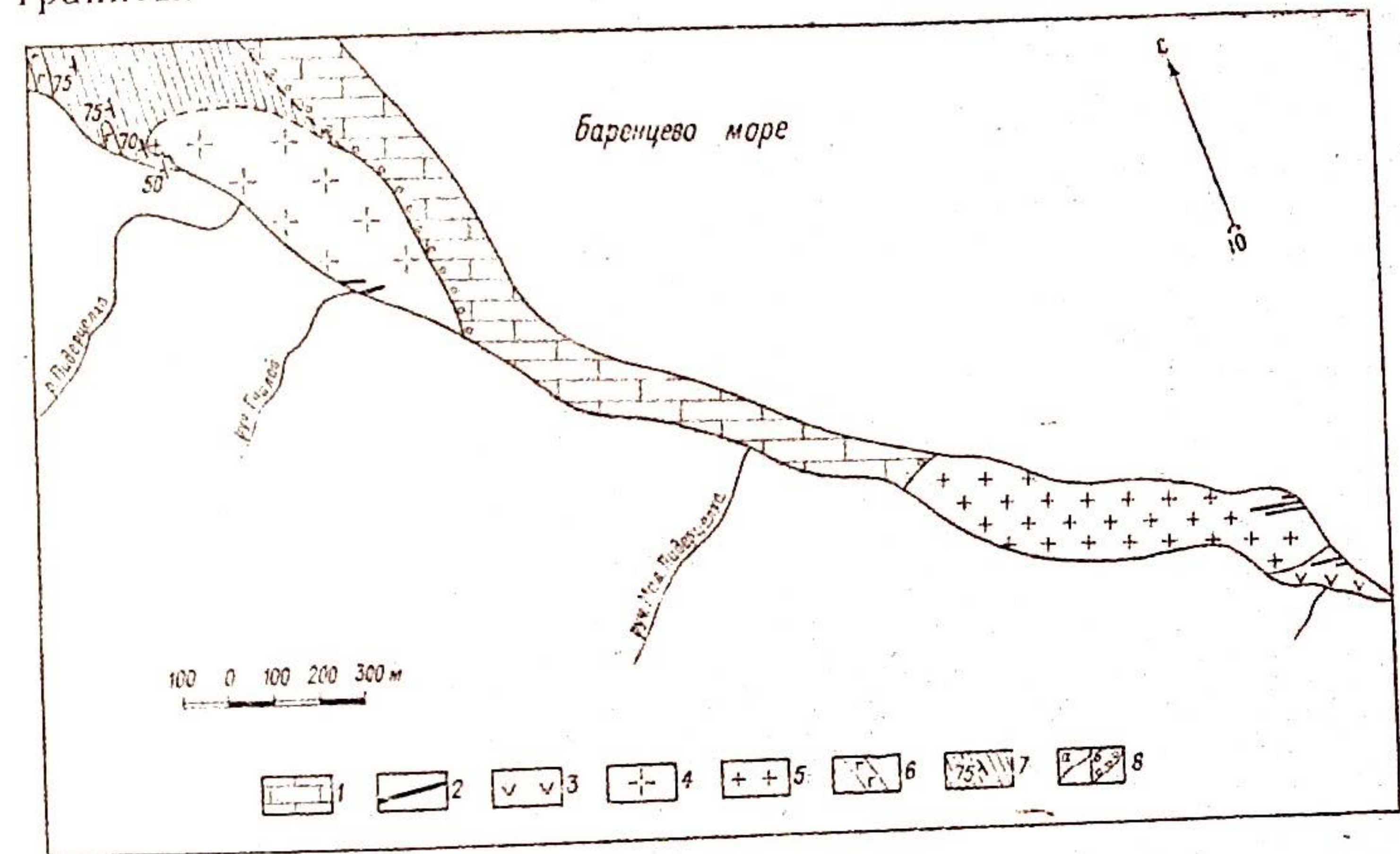


Рис. 1. Геологическое положение гранитов в северо-западной части п-ова Канин.

1 — известняки триаса (?) с обломками гранитного материала в базальном слое; 2 — дайки щелочных габброидов; 3 — щелочные габбро и монциты; 4 — серые средне- и мелкозернистые двуслюдяные граниты; 5 — розовые крупно- и среднезернистые двуслюдяные граниты; 6 — метагабброиды; 7 — крупно- и среднезернистые двуслюдяные граниты с элементами залегания слоистости; 8: а — геологические границы; б — трансгрессивное налегание; 9 — геологические границы: а — установленные, б — предполагаемые.

Метаморфические породы в зоне экзоконтакта содержат многочисленные согласные и секущие, будинированные, растащенные в северо-западном направлении и смещенные вдоль трещин северо-восточного ($70-75^\circ$) простирания гранитные жилы мощностью 0,1—1 м и протяженностью до 70 м. В наиболее мощных гранитных жилах устанавливается зональное строение: краевые центральные части сложены пегматоидным материалом, краевые — гранит-аплитом, между ними находится зона, сложенная мелко-среднезернистым мусковитовым гранитом. Сланцы на контактах с послойными гранитными жилами биотитизированы, турмалинизированы; в них отмечаются также кристаллы салатно-зеленого апатита.

Жилы гранитов, секущие, более жесткие, чем сланцы, породы также подверглись складчатым деформациям. Так, жилы, залегающие в кварцитах (рис. 3) и metabазитах, изогнуты в открытые складки с осевыми плоскостями северо-западного

(340—345°) простирания и смещены вдоль северо-западных или субширотных (275—285°) трещин. Некоторые из жил, секущих метагаббро, в зонах милонитизации смяты в мелкие складки с крутым погружением шарниров на северо-восток. Гранитные жилы, прорывающие метаморфиты, пересекаются в свою очередь маломощными (0,05—0,2) и слабопротяженными (до 10 м) кварцевыми жилами.

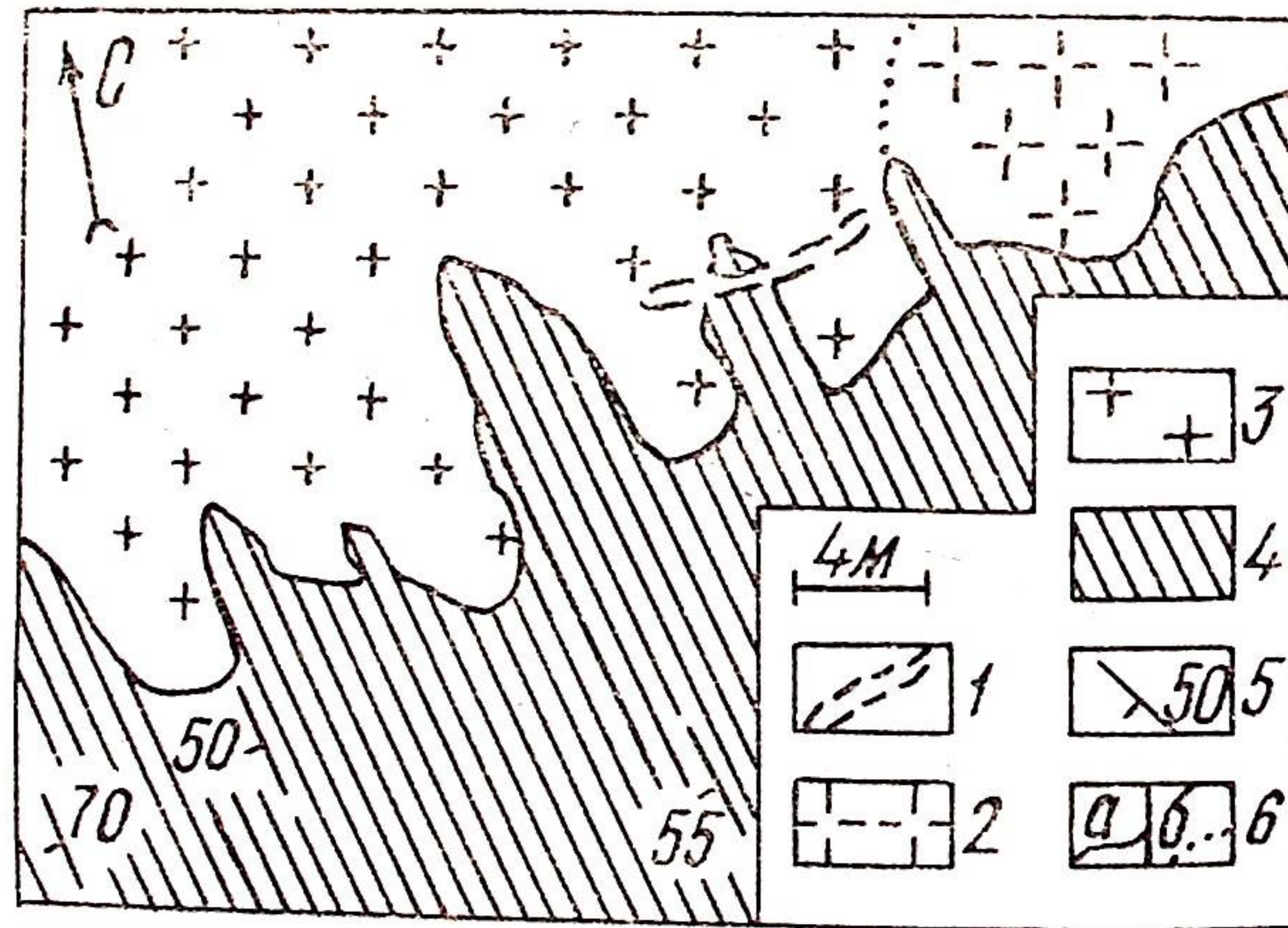


Рис. 2. Характер «торцевого» контакта гранитов с метаморфическими сланцами.

1 — кварцевая жила; 2 — серые граниты; 3 — розовые граниты; 4 — метаморфические сланцы с прослоями параамфиболитов; 5 — сланцеватость метаморфитов; 6 — контакты: а — секущие, интрузивные; б — постепенные переходы.

На юго-востоке граниты прорываются небольшим штокообразным телом монцогаббро, постепенно переходящим в монциты, а также более поздними дайками щелочных габброидов (рис. 1). В зоне контакта с габбро мощностью до 0,5 м граниты приобретают более меланократовый облик и буро-красную окраску. В щелочных габброидах, секущих граниты, отмечается эруптивная брекчия с мелкими оплавленными обломками гранитов.

С юга граниты перекрыты четвертичными отложениями, с северо-востока — серовато-желтыми известняками (триас?). В базальном слое известняков обнаружена мелкая галька кварца и серого полевошпатового гранитного материала. Простирание слоистости известняков изменяется от 85°СВ (падение на северо-запад под углом 50°) до 290°СЗ (падение на северо-восток под углом 20°). Судя по элементам залегания, известняки образуют открытые складки облекания,

Внутреннее строение гранитных тел. Граниты представлены массивными средне- и крупнозернистыми розовыми и серыми разновидностями. Е. М. Люткевич относил серые граниты к первой, а розовые — ко второй фазе внедрения. Ю. П. Ивенсен связывал серую окраску гранитов с процессами их грейзенизации. Однако полевые и петрографические наблюдения показывают, что нет существенных различий ни в текстурно-структурных особенностях, ни в составе серых и розовых гранитов. Между этими разновидностями существуют постепенные переходы через серовато-розовые разновидности. Вместе с тем наблюдается отчетливая приуроченность розовых гранитов к участкам, где они прорываются монцогаббро (рис. 1) и дайками щелочных габброидов. В частности, в пределах небольшого обнажения в

устье ручья Гнилого дайка щелочных габброидов окружена ореолом розовых гранитов, которые по мере удаления от контактов постепенно переходят в серые разновидности (рис. 4). Ксенолиты гранитов в краевых частях дайки имеют красно-розовую до мясо-красной окраску. Интересно, что пегматитовые и аплитовые жилы, залегающие в серых гранитах, имеют серую, а в розовых — розовую окраски полевошпатовой части породы. Поэтому наиболее логично полагать, что различия в окраске гранитов связаны с воздействием на часть из них (розовых) более поздних интрузий щелочно-основного состава.

Граниты пересечены многочисленными пегматитовыми и аплитовыми жилами мощностью 0,1—0,3, редко до 0,5—0,7 м и протяженностью от первых метров до 10—15 м. Контакты этих жил с гранитами четкие, но обычно неровные. Форма большинства жил близка к прямолинейной, однако встречаются неправильные в плане ветвящиеся жилы. Ориентировка жил в гранитах

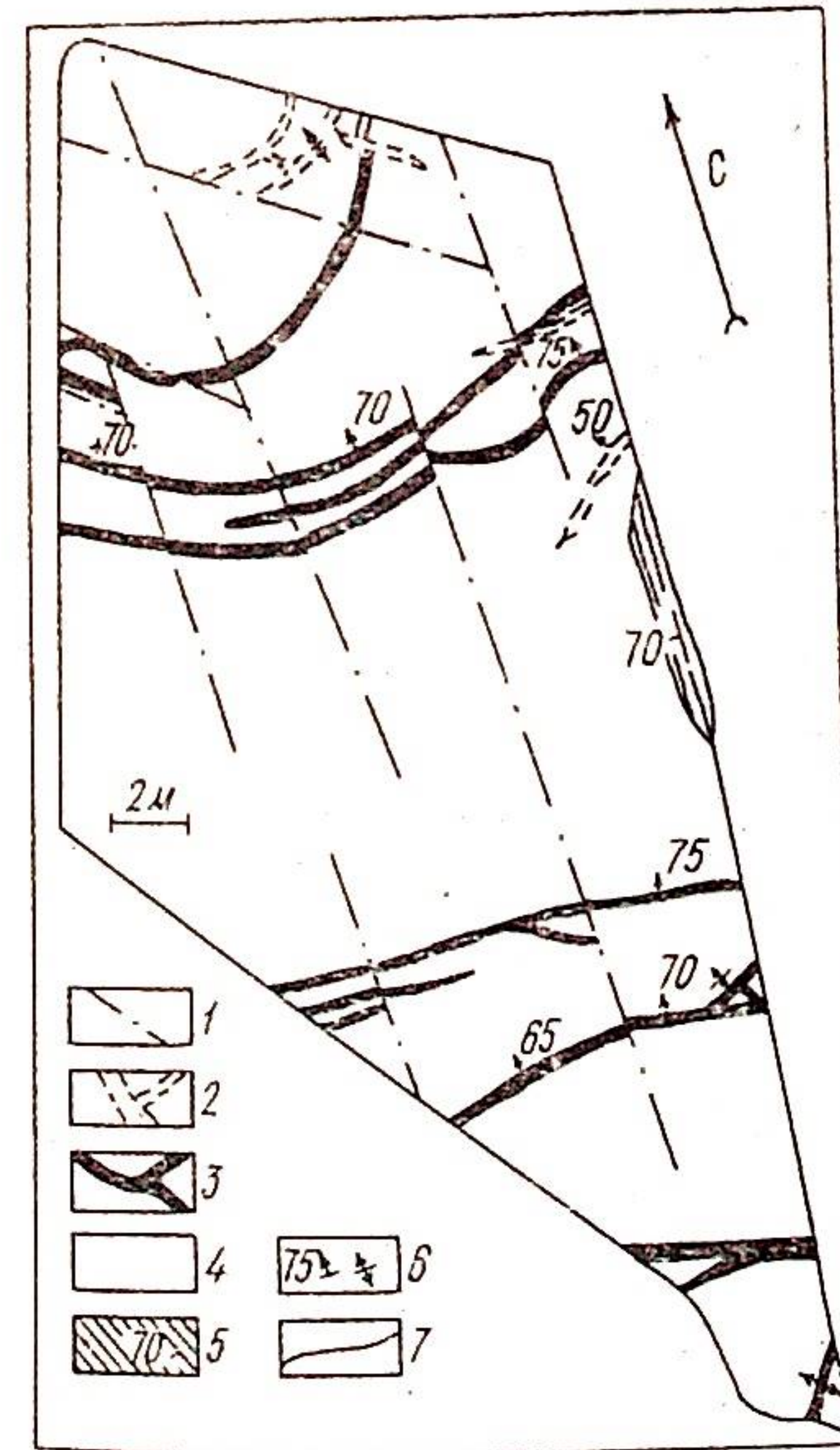


Рис. 3. Размещение и деформации гранитных жил в кварцитах.

1 — зоны высокой трещиноватости; 2 — кварцевые жилы; 3 — жилы гранитов; 4 — кварциты; 5 — метаморфические сланцы и залегание сланцеватости; 6 — наклонное и вертикальное залегание контактовых плоскостей жил; 7 — граница обнажения.

весьма разнообразна: наблюдаются жилы северо-восточного (10—65°), северо-западного (300—340°) и субширотного простирания (70—290°); падение контактовых поверхностей крутое (60—85°) до вертикального. Иногда можно наблюдать пересечение северо-восточных пегматитовых жил субширотными, а также смещение северо-восточных и северо-западных жил вдоль трещин субширотного простирания. Очевидно, что жилы раз-

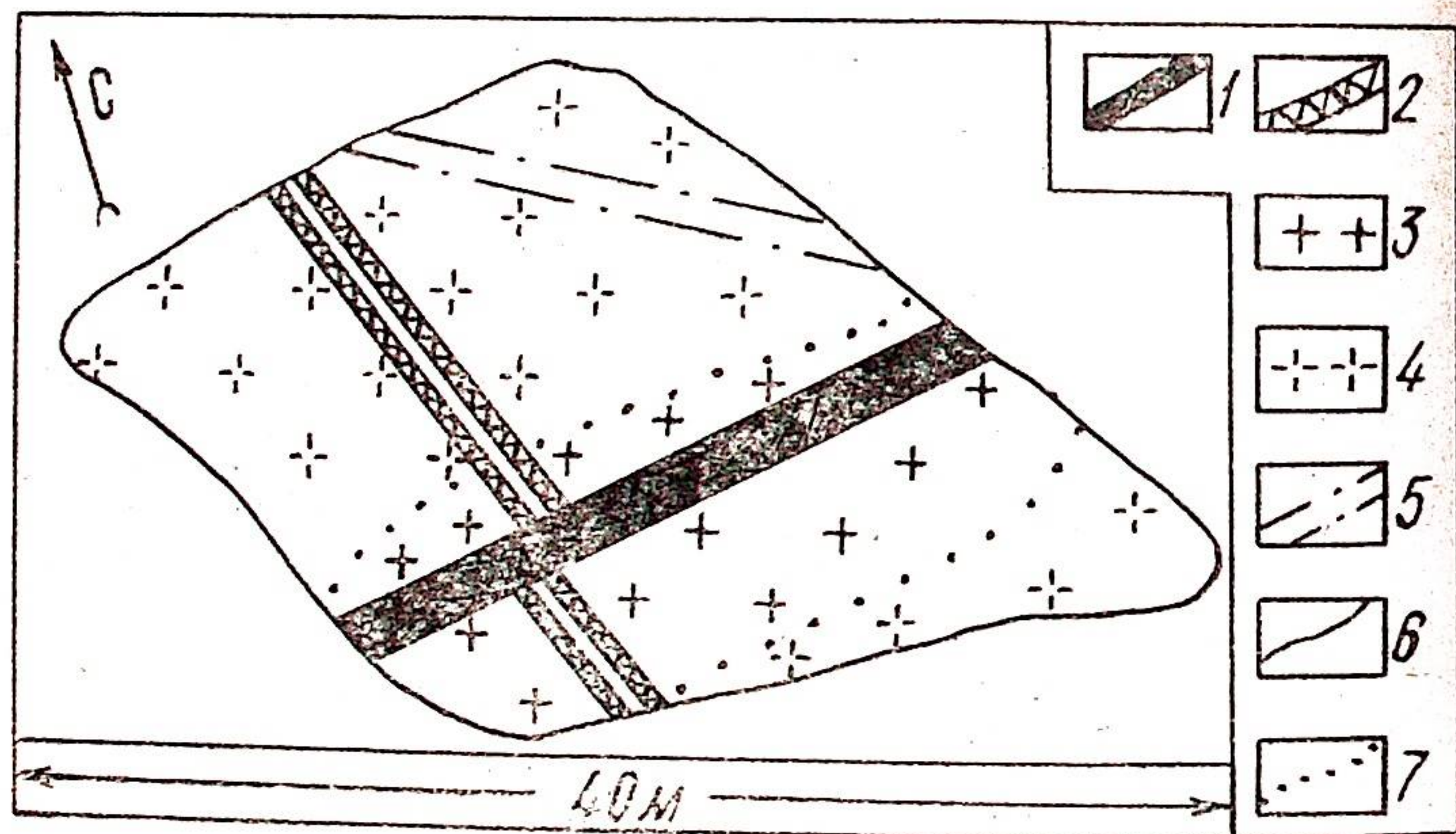


Рис. 4. Взаимоотношения серых (4) и розовых (3) гранитов, пегматитовых жил (2) и дайки щелочных габброидов (1); 5 — зона мylonитизации; 6 — границы обнажения; 7 — постепенные переходы между серыми и розовыми гранитами.

личной ориентировки формировались субсинхронно, выполняя трещины, возникающие в гранитах при их консолидации. Несмотря на малую мощность, большинство жил дифференцировано. В них от периферии к центру выделяются: оторочка мелкозернистого строения, обогащенная гранатом, зона среднекрупнозернистой структуры, богатая мусковитом, центральная кварцполевошпатовая (с гранатом) зона мелкоблокового строения. Встречаются также недифференцированные грубозернистые мусковит-кварц-полевошпатовые и чисто аплитовые жилы. Последние, однако, имеют в раздувах пегматондные зальбанды.

Приведенные геологические данные показывают, что границы п-ова Канни представляют собой аллохтонную плитообразную интрузию, секущую метаморфиты амфиболитовой фации; их жильные производные представлены мелкозернистыми гранитами и аплит-пегматитами. Согласно со структурами вмещающих толщ залегание гранитного тела, будинаж и складчатость жильных гранитов в экзоконтакте массива позволяют считать эти образования позднескладчатыми,

Контроль размещения гранитов зоной амфиболитовой фации, изофациальность их минеральных парагенезисов с породами рамы, характер жильных производных дают основания в первом приближении синхронизировать гранитообразование с процессами регионального метаморфизма, возраст которого составляет около 680 млн. лет (Андреев, Костюхин, 1983). Цифры определения возраста гранитов калий-аргоновым методом по трем минералам из одной пробы, равные 579 ± 20 (микроклин), 516 ± 20 (биотит), 443 ± 15 (мусковит), явно занижены, что связано с хорошо проявленными процессами диафореза пород. Абсолютный возраст прорывающих граниты монзогаббро определен в 526 ± 18 млн. лет (биотит)*.

Петрография. Первичная структура гранитов гипидноморфнозернистая, часто осложненная процессами катаклаза. Главные минералы представлены щелочным полевым шпатом, плагиоклазом (олигоклазом) и кварцем. Биотит и мусковит присутствуют во второстепенных количествах. Стопроцентно в гранитах встречаются акцессорные гранат и апатит, часто — турмалин, пирит, ильменит. Вторичные минералы характерны для катаклазированных гранитов. Это альбит, замещающий щелочной полевой шпат, серицит, развивающийся по плагиоклазу, хлорит (по биотиту и мусковиту), а также — кальцит, сфен, эпидот, залечивающие микротрещины в катаклазированных разновидностях пород.

Минеральный состав аплит-пегматитовых жил весьма близок к составу гранитов. В составе их акцессорных минералов наряду с гранатом, апатитом, турмалином, пиритом и ильменитом отмечаются единичные знаки дистена и циркона. В жильных гранитах экзоконтакта массива встречены также акцессорные пирротин, халькопирит, галенит, сфалерит.

Щелочной полевой шпат представлен микроклином, часто имеющим решетчатое строение и образующим таблитчатые кристаллы размером от $0,8 \times 0,8$ до 3×3 мм. Обычно содержит неправильные по форме и округлые включения кварца, количество которых возрастает в краевых частях зерен, а также идиоморфные включения плагиоклаза (Ap_{29-31}). По периферии часто замещается альбитом шахматной структуры. Обычно микроклин пелитизирован и ожелезнен, особенно интенсивно в розовых гранитах. Химический состав микроклина (обр. 513), вес. %: SiO_2 — 63,84; TiO_2 — 0,06; Al_2O_3 — 18,59; Fe_2O_3 — не обн.; FeO — 0,18; MnO — 0,001; MgO — 0,19; CaO — 0,14; BaO — 0,05; SrO — 0,18; Na_2O — 2,44; K_2O — 13,66; Li_2O — 0,017; Rb_2O — 0,26; H_2O^+ — 0,24; H_2O^- — 0,07; сумма — 99,92: $Or_{78}Ab_{21}An_1$.

Плагиоклаз слагает субидиоморфные кристаллы размером от $1,3 \times 0,8$ до $4 \times 1,5$ мм. В гранитах представлен олигоклазом

* Анализы выполнены в лаборатории абсолютной геохронологии и изотопного анализа Коми филиала АН СССР. Аналитик А. Е. Естафьева.

№ 18—31, в аплит-пегматитах—альбит-олигоклазом № 8—12, иногда до № 16—18. Кварц присутствует в виде ксеноморфных выделений размером от 1,8×1,8 до 3×3 мм.

Биотит дает удлиненные пластинки и мелкие чешуйки размером 1,8—0,2 мм и менее. Часто включен в более крупные пластинки мусковита и явно замещается им, в жильные гранитах—вплоть до полного замещения. Биотит плеохроирует от коричневого и черно-коричневого до светло- и бледно-желтого. По химическому составу биотит относится к ряду истонит-сидерофиллит (табл. 1).

Таблица 1

Химический состав биотита и мусковита из двуслюдяных гранитов п-ова Канин

| Окислы | Биотит | | | Мусковит | |
|--------------------------------|---------|---------|---------|----------|---------|
| | 513 | 517 | 520/2 | 513 | 523/4 |
| SiO ₂ | 33,86 | 31,60 | 33,10 | 44,77 | 44,30 |
| TiO ₂ | 2,34 | 1,13 | 1,65 | 0,18 | 0,25 |
| Al ₂ O ₃ | 20,17 | 21,80 | 20,18 | 35,17 | 34,42 |
| Fe ₂ O ₃ | 7,88 | 5,57 | 3,66 | 1,68 | 1,74 |
| FeO | 18,45 | 22,41 | 21,05 | 0,78 | 1,38 |
| MnO | 0,49 | 0,63 | 0,21 | Не обн. | 0,02 |
| MgO | 4,37 | 3,74 | 7,13 | 1,24 | 0,69 |
| CaO | 0,57 | 0,24 | 0,49 | 0,29 | 0,33 |
| BaO | Не опр. | 0,60 | 0,58 | Не опр. | Не опр. |
| Na ₂ O | 0,32 | 0,12 | 0,33 | 0,63 | 0,47 |
| K ₂ O | 7,78 | 5,88 | 6,40 | 10,61 | 11,33 |
| H ₂ O ⁺ | 3,85 | 5,97 | 5,19 | 4,13 | 2,24 |
| H ₂ O ⁻ | 0,04 | 0,40 | Не обн. | 0,14 | 0,10 |
| F | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | 0,34 |
| п. п. п. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | 4,65 | 4,65 |
| Сумма* | 100,12 | 100,09 | 99,97 | 100,00* | 99,58* |

Количество ионов в пересчете на 24 (O, OH, F)

| | | | | | |
|------------------|------|------|------|------|------|
| Si | 5,18 | 4,78 | 4,99 | 6,04 | 6,25 |
| Al ^{v-} | 2,82 | 3,22 | 3,01 | 1,96 | 1,75 |
| Сумма | 8,00 | 8,00 | 8,00 | 8,00 | 8,00 |
| Al ^{vi} | 0,82 | 0,66 | 0,57 | 3,63 | 3,98 |
| Mg | 1,00 | 0,84 | 1,60 | 0,25 | 0,15 |
| Fe ³⁺ | 0,91 | 0,63 | 0,41 | 0,17 | 0,18 |
| Fe ²⁺ | 2,36 | 2,83 | 2,65 | 0,04 | 0,16 |
| Ti | 0,27 | 0,13 | 0,19 | 0,02 | 0,03 |
| Mn | 0,06 | 0,08 | 0,03 | — | — |
| Сумма | 5,42 | 5,17 | 5,45 | 4,16 | 4,50 |
| K | 1,52 | 1,13 | 1,23 | 1,83 | 2,04 |
| Na | 0,10 | 0,03 | 0,10 | 0,17 | 0,13 |
| Ca | 0,09 | 0,04 | 0,08 | 0,04 | 0,05 |
| Сумма | 1,71 | 1,20 | 1,41 | 2,04 | 2,22 |

* В сумму включены потери при прокаливании (п. п. п.).

Окончание табл. 1

| Окислы | Биотит | | | Мусковит | |
|-----------------|--------|------|-------|----------|-------|
| | 513 | 517 | 520/2 | 513 | 523/4 |
| OH | 3,93 | 6,02 | 5,21 | 3,72 | 2,11 |
| P | — | — | — | — | 0,15 |
| Сумма | 3,93 | 6,02 | 5,21 | 3,72 | 2,26 |
| K _{Al} | 27,1 | 29,5 | 26,6 | 46,0 | 45,8 |
| K _{Fe} | 75,5 | 79,0 | 65,2 | 45,7 | 69,4 |

Примечание. Анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории Коми филиала АН СССР. Аналитики Л. М. Бер, Т. М. Косарева.

Мусковит образует пластинчатые кристаллы, развивающиеся обычно вдоль граней полевых шпатов. Размер выделений мусковита в гранитах от 1,7×2 до 3,5×0,8 мм, в пегматитах—до 2×2 см. Для мусковита характерны мелкие включения граната. Химический состав мусковита приведен в табл. 1.

По своим минералогическим признакам граниты п-ова Канин относятся к высокоглиноземистым гранитам (Изох, 1978).

Петрохимия. Химический состав изученных гранитов (табл. 2) однороден и обнаруживает вариации лишь при переходе от средне-крупнозернистых разновидностей к их жильным производным (табл. 3). Двуслюдяные граниты по химизму принадлежат к группе лейкократовых субщелочных кали-натровых гранитов (Изох, Налетов, 1974) и классу пересыщенных кремнеземом, богатых щелочами пород, по А. Н. Заварицкому. Их средний состав является промежуточным между типовыми составами гранитов гранитовой, лейкогранитовой и щелочно-гранитовой формаций (Бескин и др., 1979). В жильных гранитах по сравнению с гранитами крупных тел на фоне практически одинаковых содержаний кремнезема сумма породообразующих щелочей несколько понижается при резком возрастании роли Na₂O и понижении количества K₂O.

Из характерных особенностей химизма рассматриваемых пород наряду с его однородностью следует отметить их отчетливо повышенную глиноземистость с устойчиво высокими значениями параметра *a'* и содержаний нормативного корунда (табл. 4).

Геохимия. Средние концентрации микроэлементов (в числителе) и пределы их колебаний (в знаменателе) приведены в табл. 5.

По сравнению с кларками для гранитоидов, бедных кальцием, граниты Канина заметно (в 3—5 раз) обогащены Li, Be, Sn и обеднены (в 3—10 раз) Mo, V, Ni, Cu, Ba, Sr, Zr. По сравнению со средне-крупнозернистыми гранитами их жильные производные (аплит-пегматиты, мелкозернистые граниты) обогащаются Rb, Sn, Be, Sr и обедняются Li, Ba, Zr, Y. По концентрациям Li, Rb, Be, Sn, Ba, Sr и индикаторным отношениям K/Rb

Химический состав двуслюдяных гранитов
северо-западной части п-ова Канн

| Оксиды | Средне- и крупнозернистые биотит-мусковитовые граниты, пробы | | | | | | | | | | | Среднее (n=13) | |
|--------------------------------|--|-------|-------|-------|---------|---------|-------|-------|---------|---------|---------|-------------------|---------|
| | 513 | 517 | 517/2 | 517/3 | 517/4 | 517/5 | 517/6 | 523/4 | 525 | A-14 | A-15 | | A-19 |
| SiO ₂ | 72,68 | 72,66 | 74,86 | 73,98 | 72,40 | 73,30 | 73,84 | 74,54 | 74,60 | 73,08 | 72,48 | 72,64 | 74,82 |
| TiO ₂ | 0,17 | 0,06 | 0,04 | 0,08 | 0,03 | 0,03 | 0,05 | 0,04 | 0,03 | 0,13 | 0,11 | 0,18 | 0,09 |
| Al ₂ O ₃ | 13,83 | 15,00 | 13,35 | 14,39 | 15,70 | 14,60 | 14,42 | 13,72 | 13,90 | 14,10 | 14,88 | 15,00 | 14,16 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,68 | 0,39 | 0,42 | 0,35 | 0,46 | 0,37 | 0,40 | 0,31 | 0,62 | 0,53 | 0,61 | 0,46 | 0,30 |
| FeO | 0,59 | 0,69 | 0,32 | 0,56 | 0,60 | 0,48 | 0,42 | 0,36 | 0,25 | 0,77 | 0,63 | 0,74 | 0,20 |
| MnO | 0,01 | 0,02 | 0,03 | 0,04 | 0,03 | 0,03 | 0,04 | 0,03 | 0,02 | 0,05 | 0,03 | 0,04 | 0,03 |
| MgO | 0,25 | 0,12 | 0,20 | 0,15 | 0,42 | 0,34 | 0,15 | 0,07 | 0,34 | 0,21 | 0,22 | 0,04 | 0,21 |
| CaO | 0,78 | 0,84 | 0,48 | 0,66 | 0,82 | 0,94 | 0,84 | 0,72 | 0,94 | 0,62 | 0,89 | 0,86 | 0,66 |
| Na ₂ O | 3,81 | 4,18 | 4,12 | 3,90 | 3,95 | 4,32 | 4,18 | 4,26 | 4,55 | 3,99 | 4,04 | 4,04 | 4,76 |
| K ₂ O | 4,79 | 4,45 | 3,93 | 4,47 | 4,13 | 3,92 | 4,15 | 4,10 | 3,67 | 5,49 | 5,02 | 5,04 | 4,19 |
| P ₂ O ₅ | 0,35 | 0,16 | 0,14 | 0,17 | 0,22 | 0,16 | 0,18 | 0,18 | 0,08 | 0,20 | 0,20 | 0,19 | 0,12 |
| H ₂ O ⁻ | 0,36 | 0,16 | 0,54 | 0,12 | Не опр. | Не опр. | 0,08 | 0,20 | Не опр. | 0,07 | 0,14 | Не обн. | 0,07 |
| H ₂ O ⁺ | 1,22 | 1,17 | 1,11 | 0,60 | Не опр. | Не опр. | 0,72 | 0,98 | Не опр. | 0,79 | 0,73 | 0,87 | 0,50 |
| CO ₂ | 0,07 | 0,02 | 0,01 | 0,03 | Не опр. | Не опр. | 0,18 | 0,08 | Не опр. | Не обн. | Не обн. | Не обн. | Не обн. |
| F | 0,06 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | Не опр. | Не опр. | 0,03 | 0,03 | Не опр. | Не обн. | Не обн. | Не обн. | Не обн. |
| п. п. п. | — | — | — | — | 0,96 | 1,03 | — | — | 0,60 | — | — | — | — |
| Сумма | 99,65 | 99,95 | 99,59 | 99,53 | 99,72 | 99,52 | 99,78 | 99,62 | 99,60 | 100,03 | 99,98 | 100,10 | 100,11 |

Примечание. Анализы здесь и далее выполнены в химико-аналитической лаборатории Института геологии Коми филиала АН СССР. Аналитик Е. Ф. Малахова.

* Среднее значение для n=10.

Химический состав внутригранитных пегматитов,
гранит-аплитов и мелкозернистых мусковитовых гранитов

| Оксиды | Внутригранитные пегматиты | | | Гранит-аплиты | | | | | Жильные мусковитовые граниты в экзоконтакте массива | | | | Среднее По жильным гранитам (n=9) |
|--------------------------------|---------------------------|---------|---------------|---------------|---------|-------|---------|---------------|---|---------|-------|---------------|-----------------------------------|
| | 513/4 | 518 | Среднее (n=2) | 518/1 | 513/2 | 529/2 | A-236 | Среднее (n=4) | 519 | 520/5 | 526/7 | Среднее (n=3) | |
| | | | | | | | | | | | | | |
| SiO ₂ | 73,30 | 73,00 | 73,15 | 74,00 | 72,20 | 74,72 | 74,09 | 73,75 | 74,40 | 74,60 | 71,82 | 73,61 | 73,50 |
| TiO ₂ | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,04 | 0,06 | 0,04 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,03 |
| Al ₂ O ₃ | 14,40 | 14,40 | 14,40 | 14,10 | 15,60 | 13,89 | 14,95 | 14,64 | 14,30 | 13,90 | 16,47 | 14,89 | 14,64 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,59 | 1,16 | 0,88 | 0,52 | 0,46 | 0,27 | 0,27 | 0,38 | 0,40 | 0,43 | 0,26 | 0,36 | 0,54 |
| FeO | 0,84 | 0,60 | 0,72 | 0,36 | 0,60 | 0,53 | 0,50 | 0,50 | 0,60 | 0,48 | 0,29 | 0,46 | 0,56 |
| MnO | 0,08 | 0,06 | 0,07 | 0,13 | 0,19 | 0,05 | 0,19 | 0,14 | 0,05 | 0,10 | 0,06 | 0,07 | 0,09 |
| MgO | 1,01 | 0,42 | 0,72 | 0,34 | 0,65 | 0,06 | Не обн. | 0,26 | 0,34 | 0,17 | 0,06 | 0,19 | 0,39 |
| CaO | 0,47 | 0,70 | 0,54 | 0,82 | 0,47 | 0,48 | 0,43 | 0,55 | 0,94 | 0,59 | 0,36 | 0,63 | 0,57 |
| Na ₂ O | 4,21 | 5,27 | 4,74 | 4,84 | 6,87 | 5,24 | 6,14 | 5,77 | 5,55 | 4,22 | 7,30 | 5,69 | 5,40 |
| K ₂ O | 3,90 | 3,43 | 3,62 | 3,39 | 0,86 | 2,49 | 2,75 | 2,37 | 1,32 | 3,33 | 1,38 | 2,01 | 2,67 |
| P ₂ O ₅ | 0,19 | 0,17 | 0,18 | 0,13 | 0,11 | 0,17 | 0,19 | 0,15 | 0,08 | 0,17 | 0,10 | 0,12 | 0,15 |
| H ₂ O ⁻ | Не опр. | Не опр. | — | Не опр. | Не опр. | 0,32 | 0,10 | — | Не опр. | Не опр. | 0,28 | — | — |
| H ₂ O ⁺ | Не опр. | Не опр. | — | Не опр. | Не опр. | 1,15 | 0,62 | — | Не опр. | Не опр. | 1,03 | — | — |
| CO ₂ | Не опр. | Не опр. | — | Не опр. | Не опр. | 0,12 | Не обн. | — | Не опр. | Не опр. | 0,14 | — | — |
| F | Не опр. | Не опр. | — | Не опр. | Не опр. | 0,04 | Не обн. | — | Не опр. | Не опр. | 0,01 | — | — |
| п. п. п. | 1,19 | 0,78 | 0,99 | 0,86 | 1,20 | — | — | 1,09 | 1,30 | 1,29 | — | — | — |
| Сумма | 100,21 | 100,02 | — | 99,52 | 99,24 | 99,57 | 100,29 | — | 99,34 | 99,31 | 99,59 | — | — |

Петрохимические характеристики и нормативный состав
и их жильных

| Характеристики | Средне- и крупнозернистые граниты | | | | | | | | | |
|----------------|-----------------------------------|-----|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-----|------|
| | 513 | 517 | 517/2 | 517/3 | 517/4 | 517/5 | 517/6 | 523/4 | 525 | А-14 |

Петрохимические характеристики по А. Н.

| | | | | | | | | | | |
|-------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| S | 81,23 | 80,36 | 82,26 | 81,12 | 79,34 | 80,90 | 81,14 | 82,25 | 81,87 | 80,88 |
| a | 15,15 | 15,13 | 14,38 | 14,61 | 14,21 | 14,85 | 14,64 | 14,97 | 14,77 | 16,20 |
| c | 0,94 | 1,00 | 0,59 | 0,79 | 0,99 | 1,13 | 0,99 | 0,86 | 1,12 | 0,73 |
| v | 2,68 | 3,51 | 2,77 | 3,48 | 5,46 | 3,12 | 3,23 | 1,92 | 2,24 | 2,19 |
| a' | 45,00 | 67,92 | 61,91 | 67,92 | 74,70 | 59,57 | 65,31 | 62,07 | 41,18 | 30,30 |
| m' | 15,00 | 5,66 | 11,90 | 7,55 | 12,05 | 17,02 | 8,16 | 6,90 | 23,53 | 15,15 |
| f' | 40,00 | 26,42 | 26,19 | 24,53 | 13,25 | 23,41 | 26,53 | 31,03 | 35,29 | 54,55 |
| n | 54,87 | 58,77 | 61,47 | 56,76 | 52,26 | 62,50 | 60,36 | 61,06 | 65,18 | 52,46 |
| t | 0,17 | 0,08 | 0,08 | 0,08 | 0,00 | 0,00 | 0,08 | 0,08 | 0,00 | 0,13 |
| φ | 20,00 | 7,55 | 14,29 | 7,55 | 7,23 | 8,51 | 12,25 | 13,79 | 23,53 | 18,18 |
| +Q | 31,22 | 29,46 | 35,17 | 32,23 | 29,27 | 30,97 | 32,01 | 33,70 | 33,08 | 28,63 |
| a/c | 16,12 | 15,13 | 24,37 | 18,49 | 14,35 | 13,14 | 14,79 | 17,41 | 13,19 | 22,19 |
| f _{общ.} | 0,84 | 0,90 | 9,79 | 0,86 | 0,70 | 0,70 | 0,85 | 0,91 | 0,71 | 0,83 |
| Karr | 0,83 | 0,78 | 0,83 | 0,78 | 0,70 | 0,77 | 0,79 | 0,83 | 0,82 | 0,88 |

Нормативный

| | | | | | | | | | | | |
|----|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|
| Qu | 31,61 | 30,00 | 35,12 | 32,73 | 31,79 | 31,40 | 32,33 | 32,88 | 32,30 | 27,78 | |
| Or | 28,95 | 26,56 | 23,85 | 27,05 | 24,79 | 23,72 | 24,78 | 24,90 | 21,94 | 32,56 | |
| Ab | 33,16 | 35,67 | 35,82 | 33,35 | 33,96 | 37,26 | 35,54 | 36,78 | 38,69 | 33,85 | |
| An | 1,13 | 3,39 | 1,70 | 2,53 | 2,81 | 2,82 | 3,38 | 2,83 | 4,22 | 1,97 | |
| C | 1,98 | 2,17 | 1,66 | 2,17 | 3,71 | 2,17 | 1,96 | 1,18 | 0,93 | 0,93 | |
| Hy | fEn | 0,61 | 0,31 | 0,51 | 0,41 | 1,05 | 0,81 | 0,41 | 0,20 | 0,81 | 0,50 |
| | fFs | 0,27 | 0,93 | 0,20 | 0,80 | 0,67 | 0,67 | 0,40 | 0,34 | — | 0,99 |
| | Mt | 0,95 | 0,47 | 0,71 | 0,47 | 0,71 | 0,47 | 0,71 | 0,47 | 0,94 | 0,71 |
| | Jlm | 0,31 | 0,15 | 0,08 | 0,15 | — | — | 0,15 | 0,08 | — | 0,24 |
| | Ap | 1,03 | 0,35 | 0,35 | 0,34 | 0,51 | 0,68 | 0,34 | 0,34 | 0,17 | 0,47 |

двуслюдных гранитов северо-западной части п-ова Канин
производных

| Биотит-мусковитовые | | | Внутригранитные пегматиты | | Гранит-аплиты | | | | Мусковитовые граниты из жил в экзоконтакте гранитного массива | | |
|---------------------|------|-------|---------------------------|-----|---------------|-------|-------|-------|---|-------|-------|
| А-15а | А-19 | А-23а | 513/4 | 518 | 518/1 | 513/2 | 529/2 | А-23б | 519 | 520/5 | 526/7 |

Заварицкому

| | | | | | | | | | | | |
|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 80,38 | 80,32 | 81,77 | 79,22 | 80,05 | 81,37 | 78,41 | 81,80 | 80,45 | 81,25 | 81,66 | 78,45 |
| 15,70 | 15,77 | 16,00 | 14,16 | 15,93 | 15,06 | 15,66 | 14,59 | 16,68 | 13,64 | 13,54 | 17,45 |
| 1,06 | 0,99 | 0,79 | 0,52 | 0,79 | 0,99 | 0,52 | 0,59 | 0,52 | 1,11 | 0,72 | 0,39 |
| 2,86 | 2,92 | 1,44 | 6,10 | 3,23 | 2,58 | 5,41 | 3,02 | 2,35 | 4,00 | 4,08 | 3,71 |
| 55,94 | 59,09 | 45,45 | 51,06 | 32,65 | 46,15 | 60,24 | 69,57 | 61,11 | 62,30 | 70,97 | 81,42 |
| 12,82 | 2,27 | 22,73 | 26,60 | 20,41 | 20,51 | 19,28 | 4,35 | 0,00 | 13,11 | 6,45 | 2,65 |
| 31,24 | 38,64 | 31,82 | 22,34 | 46,94 | 33,34 | 20,48 | 26,08 | 38,89 | 24,59 | 22,58 | 15,93 |
| 55,08 | 54,62 | 63,11 | 62,39 | 70,25 | 68,42 | 92,50 | 76,58 | 77,34 | 86,54 | 66,02 | 88,72 |
| 0,12 | 0,17 | 0,08 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,08 | 0,06 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| 18,65 | 13,64 | 18,18 | 8,51 | 28,57 | 15,38 | 7,23 | 8,70 | 11,11 | 9,84 | 9,69 | 7,08 |
| 28,30 | 28,11 | 30,75 | 29,51 | 27,45 | 31,63 | 24,98 | 33,83 | 27,02 | 34,11 | 35,52 | 21,61 |
| 14,81 | 15,93 | 20,25 | 27,23 | 20,16 | 15,21 | 30,12 | 24,73 | 32,08 | 12,29 | 18,81 | 44,74 |
| 0,83 | 0,94 | 0,68 | 0,55 | 0,79 | 0,65 | 0,56 | 0,88 | 0,80 | 0,72 | 0,77 | 0,82 |
| 0,81 | 0,81 | 0,88 | 0,77 | 0,86 | 0,83 | 0,78 | 0,82 | 0,87 | 0,74 | 0,76 | 0,82 |

состав (CJPW)

| | | | | | | | | | | | |
|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 28,19 | 28,25 | 29,60 | 31,69 | 27,88 | 31,18 | 27,02 | 34,57 | 27,37 | 34,98 | 36,72 | 23,56 |
| 29,73 | 30,26 | 25,15 | 23,07 | 20,21 | 20,31 | 5,10 | 14,03 | 16,32 | 7,94 | 19,88 | 8,50 |
| 34,36 | 34,32 | 40,52 | 36,04 | 44,97 | 41,48 | 59,24 | 45,88 | 52,48 | 48,12 | 36,39 | 62,95 |
| 3,37 | 3,08 | 2,51 | 1,40 | 2,52 | 3,39 | 2,27 | 1,72 | 0,28 | 4,25 | 2,28 | 1,13 |
| 1,64 | 1,74 | 0,82 | 2,78 | 1,13 | 1,24 | 2,60 | 2,00 | 1,55 | 2,18 | 2,60 | 2,59 |
| 0,56 | 0,10 | 0,50 | 2,54 | 1,05 | 0,81 | 1,64 | 0,15 | — | 0,82 | 0,41 | 0,15 |
| 0,53 | 0,80 | — | 1,20 | 0,26 | 0,54 | 1,08 | 0,75 | 0,97 | 0,81 | 0,67 | 0,41 |
| 0,94 | 0,71 | 0,46 | 0,94 | 1,64 | 0,71 | 0,70 | 0,47 | 0,47 | 0,70 | 0,70 | 0,47 |
| 0,21 | 0,30 | 0,15 | — | — | — | — | 0,08 | 0,11 | — | — | — |
| 0,47 | 0,44 | 0,29 | 0,34 | 0,34 | 0,34 | 0,35 | 0,35 | 0,45 | 0,20 | 0,35 | 0,24 |

Таблица 5

Микроэлементный состав гранитов п-ова Канин и некоторых геохимических типов гранитоидов

| Элемент | 1 (n=10) | 2 (n=10) | 3 (n=20) | 4 | 5 | 6 | 7 (n=39) |
|---------|-----------------------|----------------------|-------------|------|------|------|-------------|
| Li | 165 130—200 296 | 127 80—200 374 | 146 | 40 | 50 | 180 | 19 |
| Rb | 230—350 16 | 100—600 23 | 335 | 170 | 175 | 440 | 254 |
| Be | 10—30 66 | 20—40 29 | 20 | 3 | 3 | 8,8 | 5,8 |
| Pb | 20—100 33 | 10—70 28 | 48 | 19 | 27 | 28 | 21 |
| Zn | 0—50 0,3 | 0—100 0,3 | 31 | 39 | 51 | 40 | 40 |
| Mo | 0—1,0 12,8 | 0,2—0,5 19,7 | 0,3 | 1,3 | — | — | 3,2 |
| Sn | 10—32 1,4 | 10—90 1,5 | 16,3 | 3 | 6,2 | 22 | 10 |
| V | 0,9—3,5 3,7 | 0,5—4,3 6,6 | 1,5 | 4,4 | — | — | 2,1 |
| Cr | 2,6—7,6 1,1 | 3,0—10,0 1,5 | 5,2 | 4,1 | — | — | 8 |
| Ni | 0,6—2,0 0,9 | 0,8—3,3 1,0 | 1,3 | 4,5 | — | — | 7 |
| Cu | 0,2—2,5 168 | 0,2—2,8 118 | 1,0 | 10 | — | — | 10 |
| Ba | 80—300 15 | 20—400 50 | 143 | 840 | 830 | 175 | 511 |
| Sr | 10—20 18 | 0—300 16 | 38 | 100 | 330 | 70 | 113 |
| Ga | 10—30 44 | 6—30 28 | 17 | 17 | — | — | 21 |
| Zr | 20—80 30 | 10—50 5 | 36 | 175 | — | — | 384 |
| Y | 20—50 10 | 0—30 9 | 18 | 40 | — | — | 97 |
| La | 0—40 20 | 0—30 27 | 10 | 55 | — | — | 71 |
| Nb | 0—28 3,08 | 0—64 4,00 | 24 | 21 | — | — | 70 |
| Na | 3,66 | 2,22 | 3,54 | 2,58 | 2,8 | 2,8 | 2,29 |
| K | 0,03 | 0,03 | 2,94 | 4,2 | 3,3 | 3,9 | 3,93 |
| F | 0,01—0,06 | 0,01—0,07 | 0,03 | 0,08 | 0,08 | 0,27 | 0,15 |
| K/Rb | 124 | 59 | 88 | 247 | 189 | 89 | 155 |
| Ba+Sr | 0,4 | 0,3 | 0,4 | 4,5 | 5 | 0,4 | 2,3 |
| Li+Rb | | | | | | | |

Примечания. 1—3 — п-ов Канин: 1 — средне- и крупнозернистые двуслюдяные граниты; 2 — внутригранитные и мусковитовые пегматиты и гранит-аплиты; 3 — средний состав гранитов и их жильных производных; 4 — кларк для гра-

нитов, бедных кальцием (Turekian, Wedpohl, 1961); 5—6 — геохимические типы палингенных гранитоидов по Л. В. Таусону (1979); 5 — известково-щелочные; 6 — плюмазитовые редкометалльные; 7 — средний микроэлементный состав лейкократовых биотитовых гранитов Северного Тимана.

Содержание калия, натрия и фтора дано в %, остальных элементов — в г/т. Анализы выполнены спектроскопически в лаборатории физических методов исследования Института геологии Коми филиала АН СССР. Аналитики Г. Е. Юшкова, Т. И. Иванова, Т. И. Белоголова, К. И. Чупрова.

Чувствительность анализа, %: Li, Be, Mo, V, Cr, Ni, Cu, Co— 1×10^{-4} ; Rb, Pb, Ga, Nb — 1×10^{-3} ; Zn, Ba, Sr, Zr, Y — 3×10^{-3} ; La, Ce — 1×10^{-2} .

и $(Ba+Sr)/(Li+Rb)$ рассматриваемые граниты приближаются к типу палингенных плюмазитовых редкометалльных гранитоидов с потенциальной рудоносностью на олово (Таусон, 1979). Однако этому типу не соответствуют низкие содержания в канинских гранитах фтора и несколько пониженные — рублидия. Строго говоря, по своим геохимическим характеристикам наши граниты являются промежуточными между палингенными известково-щелочными и плюмазитовыми редкометалльными гранитоидами и могут рассматриваться как кислые дифференциаты абиссальных палингенных гранитоидов, внедрившиеся на более высокий гипсометрический уровень.

Петрология. По геологическому положению (локализации в зоне амфиболитовой фации, отсутствию вулканических и субвулканических разновидностей и др.), минеральным парагенезисам (изофацальности с породами рамы, принадлежности к ильменитовой феррофации, наличию ассоциации мусковит+гранат+апатит) и особенностям химизма (однородности химического состава, пересыщенности глиноземом: более 1% нормативного корунда, отношение $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O+CaO) = 1,54 >$ 1,1; повышенной общей щелочности) граниты п-ова Канин близки к «водным» гранитам плутонической ассоциации (Штейнберг и др., 1971) и S-гранитам по Б. Чаппелу и А. Уайту (Chappell, White, 1974). Это позволяет в целом оценить температуру кристаллизации канинских гранитов в 650—700°C при высоком парциальном давлении воды.

Расчеты по методу Г. М. Беляева и В. А. Рудника (1978) приводят к оценке общего давления при зарождении гранитного расплава в 6,3—6,1 кбар, парциального давления воды — 2,1—2,0 кбар, температуры генерации расплава — 890—860°C и температуры начала кристаллизации — 825—820°C. Относительная близость температур генерации и начала кристаллизации гранитного расплава свидетельствует о незначительном вертикальном перемещении возникшей гранитной магмы. Оценка глубины срастворения канинских гранитов для условий $p_{H_2O} = p_{общ.}$ дает значения порядка 7—8 км. Эти цифры подтверждаются геологическими, минералогическими и петрохимическими признаками (Лукашев, 1976), в соответствии с которыми граниты п-ова Канин относятся к образованиям средних (7—15 км) глубин.

Используя график зависимости $T, ^\circ\text{C} - K/Rb$ в микроклинах (Ставров, 1978) можно оценить температуры завершения магматической кристаллизации канинских гранитов и пегматитов в $600-625^\circ\text{C}$ (табл. 6). Эти температуры соответствуют темпера-

Таблица 6

Зависимость $T, ^\circ\text{C} - K/Rb$ в микроклинах

| Номер пробы | Порода | K, вес. % | Rb, вес. % | K/Rb | T, $^\circ\text{C}$ |
|-------------|----------|-----------|------------|------|---------------------|
| 513 | Гранит | 10,31 | 0,12 | 86 | 620 |
| 523/7 | Пегматит | 10,16 | 0,16 | 64 | 600 |
| 524/1 | Пегматит | 10,23 | 0,10 | 102 | 625 |

турам распределения магния и железа между гранатом и биотитом в двуслюдяных гранитах (Перчук, 1976; табл. 7).

Таблица 7

Зависимость $T, ^\circ\text{C} - Mg/(Mg + Fe + Mn)$ в двуслюдяных гранитах

| Номер пробы | $Mg/(Mg + Fe + Mn)$ | | $T, ^\circ\text{C}$ |
|-------------|---------------------|--------|---------------------|
| | Биотит | Гранат | |
| 517 | 0,19 | 0,004 | 600 |
| 520/2 | 0,34 | 0,078 | 610 |

Формационная принадлежность. По геологическим признакам и особенностям вещественного состава (принадлежности к миогеосинклинальной зоне байкалид и поздне-складчатому этапу, характеру вмещающих пород, однородности состава, типу жильной фации, составам биотита, микроклина, геохимической специализации на олово и др.) граниты п-ова Канин принадлежат к гранитовой формации (Магматические..., 1979). Как по геологии, так и по вещественным характеристикам, в частности, по геохимическим признакам (табл. 5), они резко отличны от гранитов Северного Тимана, входящих в состав габбро-сиенит-гранитного комплекса (Костюхин, 1983).

Оценка рудоносности. Исходя из формационной принадлежности канинских пород, следует учитывать, что в связи с гранитами гранитовой формации на земном шаре неизвестны промышленно значимые месторождения полезных ископаемых (Попов и др., 1979), что является одним из ее характерных признаков.

Вместе с тем, как было показано, по своему геохимическому типу граниты п-ова Канин близки к потенциально рудоносным на олово. По признакам, предложенным З. К. Караевой для оценки рудоносности гранитоидов (Гинзбург, Иовчева, 1974),

* Содержания магния и железа в гранатах определялось количественным микроспектральным анализом на лазерном микроанализаторе LMA-1 (Костюхин, Каликов, 1978). Аналитик В. Н. Каликов.

рассмотренные породы отвечают полю гранитов $(Na-Ca)/K = 1,01-1,65$; $(K+Na-Ca) = 201-233$, которые могут быть материнскими для кварцево-жильных месторождений олова, вольфрама и других редких металлов. Наши граниты обладают также рядом диагностических признаков (Изох, 1978) редкометалльных гранитоидных формаций (преобладание лейкогранитов, приуроченность к поздней стадии развития подвижной области, залегание в поле развития песчано-сланцевых толщ и др.). Однако в них отсутствует такой важный признак оловоносности, как калиевый или высококалиевый тип щелочности (в нашем случае соотношение Na/K близко к 1).

ЛИТЕРАТУРА

- Андрейчев В. Л., Костюхин М. Н. Эволюция интрузивного магматизма фундамента Тимана.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Европейского Северо-Востока СССР. Сыктывкар, 1983, с. 46—47. (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР, вып. 44).
- Беляев Г. М., Рудник В. А. Формационно-генетические типы гранитоидов.— Л.: Недра, 1978.— 168 с.
- Бескин С. М., Ларин В. Н., Марин Ю. Б. Редкометалльные гранитоидные формации.— Л.: Недра, 1979.— 280 с.
- Гинзбург А. И., Иовчева Э. И. Критерии рудоносности гранитоидов.— В кн.: Магматизм и полезные ископаемые. М.: Наука, 1975, с. 113—129.
- Ивенсен Ю. П. Магматизм Тимана и полуострова Канин.— М.-Л.: Наука, 1964.— 126 с.
- Изох Э. П. Оценка рудоносности гранитоидных формаций в целях прогнозирования.— М.: Недра, 1978.— 136 с.
- Изох Э. П., Налетов Б. Ф. Принципы классификации и применения номенклатуры гранитоидов.— Зап. ВМО, 1974, с. 103, вып. 2, с. 205—218.
- Костюхин М. Н. Геология и петрогенезис габбро-сиенит-гранитной севера Урала и Тимана. Сыктывкар, 1983, с. 63—82. (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР, вып. 41).
- Костюхин М. Н., Каликов В. Н. Типохимизм гранатов из пегматитов юго-восточной части полуострова Канин.— В кн.: Проблемы региональной минералогии. Сыктывкар, 1978, с. 65—70. (Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР, вып. 24).
- Лукашев А. Н. Глубины образования пегматитов.— М.: Недра, 1976.— 162 с.
- Магматические формации СССР.— Л.: Недра, 1979, т. 2.— 279 с.
- Основные проблемы петрологии и геохимии гранитоидов /Д. С. Штейнберг, Г. Б. Ферштатер, Н. С. Бородин и др.— В кн.: Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов (материалы к симпозиуму). Свердловск, 1971, с. 3—33.
- Перчук Л. Л., Рябчиков И. Д. Фазовое соответствие в минеральных системах.— М.: Недра, 1976.— 287 с.
- Попов В. С., Белевитин В. В., Семина В. А. Металлогения гидротермальных редкометалльных месторождений.— М.: Наука, 1981.— 212 с.
- Ставров О. Д. Геохимия лития, рубидия, цезия в магматическом процессе.— М.: Недра, 1978.— 214 с.
- Таусон Л. В. Магматизм и рудообразование: XIX чтения им. В. И. Вернадского.— М.: Наука, 1979.— 36 с.
- Chappell V. W., White A. J. R. Two contrasting granite types.— *Pacific Geol.*, 1974, vol. 8, p. 173—174.
- Turekian K. K., Wedepohl K. H. Distribution of the elements in some major units of the earth's crust.— *Bull. Geol. Soc. of Amer.*, 1961, vol. 72, N 2, p. 115—190.

ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ БАЗИТЫ КАНИНО-ТИМАНСКОГО РЕГИОНА

В. И. Степаненко

Позднепротерозойские базиты Канино-Тиманского региона наиболее детально изучались Ю. П. Ивенсеном, Б. А. Мальковым, В. Г. Черным, Л. С. Коссовым, М. Ю. Смирновым, М. А. Даниловым, В. А. Скрипниченко и др. В результате этих работ установлено, что базиты являются наиболее древними магматическими образованиями региона, формирование которых связано с байкальским тектоно-магматическим циклом, и совместно с вмещающими осадками они подверглись складчатости и региональному метаморфизму. Однако критический обзор накопленных к настоящему времени данных показывает, что изученность их весьма неравномерна. В частности, отсутствует геолого-петрографическая типизация этих пород. Недостаточно полно выяснен их возраст. Основным методом изучения вещественного состава был петрохимический, но в его использовании часто не учитывалось влияние наложенных процессов. Это породило ряд дискуссионных моментов.

Первое, наиболее острое противоречие вызывает вопрос о присутствии на Северном Тимане щелочных базальтоидов (эссекситовых диабазов по Б. А. Малькову, 1973). Вторым дискуссионным моментом явилось выделение М. А. Даниловым с соавторами (1977) по петрохимическим данным особого комплекса базитов, в которых содержится медно-никелевое сульфидное оруденение.

В связи с изложенным предпринята попытка синтеза имеющегося у нас и накопленного ранее материала с целью получения общей характеристики байкальского базитового магматизма Тимана и Канина.

Во взглядах на тектоническую природу региона на байкальском этапе развития мы придерживались точки зрения В. Г. Гецена (1983).

По геолого-петрографическим данным отчетливо выделяются три группы позднепротерозойских базитов:

1) интрузивные габбро-диабазы, локализованные в зонах крупных разломов на Северном Тимане в многоэпиклиналильной зоне тиманид;

2) дайки и силлы диабазов, развитые в многоэпиклиналильной зоне на Северном Тимане и п-ове Канин;

3) дайки и силлы диабазов, развитые в зоне перехода от перикратона к многоэпиклиналили и локализованные вдоль Среднетиманского глубинного разлома, иногда удаляясь от него по оперяющим дизъюнктивам в сторону перикратона.

Интрузивные габбро-диабазы — наиболее древние образования. Их возраст, оцененный калий-аргоновым методом по роговой обманке, составляет около 1000 млн. лет (Андрейчев, 1984). Они образуют небольшие штоко- и дайкообразные, часто извилистые контуры, интрузии в зонах Румяничного и Бугровского разломов. В большинстве случаев площадь интрузий изменяется от первых тысяч до первых десятков тысяч квадратных метров. Наиболее крупные интрузии Большого Камешка и Сопок Каменных имеют площадь около 2 м².

Первичный минеральный состав, установленный по реликтам минералов, характеризуется комбинацией плагиоклаза, интерстициального микропегматита и клинопироксена, отвечающего по оптическим свойствам авгиту. В редких случаях и в небольшом количестве к ним присоединяется коричневая роговая обманка. Цветовой индекс габбро-диабазов, варьирующий в интрузиях Большого Камешка и Сопок Каменных от 40 до 50%, обратно пропорционален содержанию микропегматита (0—5%). У дайкообразной интрузии мыса Бармин цветовой индекс снижается до 24—25%, а содержание микропегматита увеличивается до 12—14,5%. Это наиболее лейкократовые разности габбро-диабазов.

Структурные особенности габбро-диабазов определяются режимом остывания интрузий. Это выражается в смене диабазовой и микропйкилофитовой структур в эндоконтактах на габбровую и габбро-офитовую с элементами микропегматитовой структуры во внутренних частях.

Дайки и силлы диабазов многоэпиклиналили образуют маломощные (до 1—2 м, реже более 5 м) тела протяженностью от нескольких десятков метров до 1—2 км. Они имеют широкое площадное развитие. Дайки круто пересекают слоистость вмещающих пород, для силлов характерны пересечения с ней под углом 5—10°. Но вследствие складчатости они приобрели крутые падения. Сланцеватость в дайках и силлах совпадает со сланцеватостью вмещающих пород. На участках особенно интенсивной складчатости (мыс Большой Румяничный) тела диабазов будинированы. По мнению Ю. П. Ивенсена (1964), подтвержденному последующими исследованиями, базальтовая магма, дав-

шая начало дайкам и силлам, внедрялась уже после возникновения первых складок, но до завершения складчатости. Это наводит на мысль о применимости модели Уффена для объяснения широкого площадного развития мелких тел диабазов в миогеосинклинали. Согласно этой модели, попеременное сжатие и растяжение вследствие разрывов на фоне непрерывного роста температур может приводить к плавлению и внедрению базальтовой магмы в образующиеся зоны низкого напряжения. Последние, как установлено Фаригом и Уонлессом на Канадском щите, ориентируются субпараллельно осям складок (Йодер, 1979).

По наблюдениям М. Ю. Смирнова (1982), дайки диабазов пересекают интрузивы Большого Камешка и Сопок Каменных.

Первичный минеральный состав диабазов, определенный по реликтам минералов, характеризуется комбинацией плагиоклаза и авгита. Внутри относительно крупных тел появляется микропегматит. Диабазы обладают диабазовой структурой. Порфирированность проявлена относительно слабо. Количество вкрапленников, представленных зональным плагиоклазом, редко превышает 10%. Часто диабазы имеют афирмовый облик. Очевидно интрателлурический этап кристаллизации был малохарактерен для диабазов миогеосинклинали, что обусловлено быстрым подъемом магмы от мест генерации в верхние горизонты.

Дайки и силлы диабазов зоны перехода от перикратона к миогеосинклинали по морфологии и размерам идентичны диабазам миогеосинклинали. Но в отличие от них и интрузивных габбро-диабазов, прорывающих среднерифейские осадки, диабазы зоны перехода внедрялись и в верхнерифейские отложения быстринской серии. Для диабазов, хорошо сохранившего первичную структуру и минеральный состав, калий-аргоновым методом определен возраст: 770 ± 25 млн. лет ($K=1,5\%$, $^{40}Ar_{град} = 100,55$ нг/г).

Диабазы зоны перехода от перикратона к миогеосинклинали обладают порфирированной структурой с хорошо выраженными гломероструктурами авгита. В отдельных силлах, обладающих в эндоконтактах мелкопорфирированной (менее 1 мм) структурой, вкрапленники зонального плагиоклаза во внутренней части тел достигают в поперечнике 5—7 мм.

Структура основной массы диабазовая и микродиабазовая. Наряду с плагиоклазом и авгитом в относительно крупных (более 5 м) телах наблюдается развитие интерстициального микропегматита. В отдельных телах отмечается незначительное присутствие коричневой роговой обманки. В целом основным отличием описываемых диабазов от диабазов миогеосинклинали является отчетливое проявление интрателлурического этапа кристаллизации, свидетельствующего об относительно медленном подъеме магмы.

Позднепротерозойские базиты Канино-Тиманского региона претерпевали разнообразные и неоднократные изменения.

Региональный метаморфизм региона имел зональный характер (Гецен, 1983). В зоне глубинного катагенеза в диабазовых серицитизированных плагиоклазах. В зоне фации зеленых сланцев в этих породах происходили деанортитизация плагиоклаза и замещение первичных цветных минералов уралитовой роговой обманкой, актинолитом, биотитом. Однако в обоих случаях существенных изменений валового химического состава не происходило. Об этом свидетельствует близость составов Канино-Тиманских базитов среднемировым типам основных пород по Р. Дэли, что отмечается практически всеми исследователями этих пород. Возраст метаморфизма фации зеленых сланцев оценивается калий-аргоновой изохроной в 680 ± 20 млн. лет (Андреев, 1984).

В зоне амфиболитовой фации диабазы преобразованы в ортоамфиболиты (Ивенсен, 1964).

Глубокие преобразования минерального и химического составов вызывает метасоматический процесс, наложенный на регионально-метаморфизованные базиты в зонах крупных и глубинных разломов. Он выражается в хлоритизации, карбонатизации, серицитизации и реже окварцевании пород. Интенсивность проявления тех или иных изменений варьирует, но в целом они протекали совместно. На Северном Тимане в интенсивно хлоритизированных диабазовых породах установлены проявления сульфидных медно-никелевых руд. Часть исследователей, основываясь на парагенезисе рудообразующих минералов, каплевидной форме некоторых рудных агрегатов и наличии структур распада пентландита в пирротине, считают оруденение ликвационным (Данилов и др., 1977; Осташенко, 1983). Другие исследователи считают, что ведущим в формировании руд был метасоматический процесс (Смирнов, 1982; Степаненко, 1983). Основанием для этого явились совмещение метасоматически измененных габбро-диабазов с оруденением и отсутствие последнего в неизмененных габбро-диабазовых породах, тесные сростания сульфидов с клинохлором и доломит-анкеритом, замещение сульфидов сфеном, разломом по акцессорному ильмениту. Хлорит, развивающийся в габбро-диабазовых породах, замещает не только цветные минералы, но и плагиоклаз. В результате этого содержание кремнезема в породе падает с 46—48 до 43%, а содержание окиси магния поднимается от 8 до 13%. Изменяются и соотношения прочих петрогенных окислов. Резко возрастают потери при прокаливании ($H_2O + CO_2$).

На орогенном этапе развития тиманид базиты подверглись воздействию гранитной и сиенитовой магм, что нашло отражение в их амфиболитизации, биотитизации и полевошпатизации. Конечным результатом этих изменений явилось образование апобазитовых метасиенитов (Смирнов, 1982; Костюхин, 1983). Возраст

процесса по данным калий-аргонового изохронного датирования — 530 ± 20 млн. лет (Андреичев, 1984). В зоне перехода от перикратона к миогеосинклинали на рубеже 590 млн. лет отдельные тела диабазов испытали фенитизацию с развитием рибекита, флогопита, щелочных полевых шпатов и карбонатов. Во всех этих случаях изменений базитов в их химическом составе возрастают содержания щелочей, главным образом калия.

В настоящее время опубликовано около 200 химических анализов позднепротерозойских базитов Тимана и Канина. Однако учитывая аллохимический характер большинства наложенных процессов, необходимо было выбрать только те, которые отражают первичный состав пород. С этой целью нами были отбракованы анализы с потерями при прокаливании более 5% и содержанием K_2O более 2%. Критерии отбраковки основаны на результатах геолого-петрографических наблюдений и согласуются с рекомендациями В. А. Кутолина (1972).

Расчет составов по системе $СJPW$ не обнаружил среди изучаемых пород нефелин-нормативных разностей. Их составы варьируют от оливиновых до кварцевых толеитов по классификации Г. С. Йодера и К. Э. Тилли (1965). Расчеты по методу Паркера (Poldervaart, 1964) для оливиновых толеитов показали, что в подавляющем большинстве случаев $Ab - 2En_{ny} - 1,5O_{ny} > 0$, где Ab — нормативный альбит;

En_{ny} — энстатит в нормативном гиперстене;

O_{ny} — ортоферросиликат в нормативном гиперстене, что характерно для оливиновых толеитов. Отрицательные значения этого показателя присущи щелочным оливиновым базальтам.

В то же время выделенные группы пород обладают индивидуальными особенностями нормативного состава. Габбро-диабазы массива Большой Камешек варьируют от оливиновых до кварцевых толеитов. Породы Сопок Каменных и мыса Бармин представлены исключительно кварцевыми, а скв. 23 — оливиновыми толеитами. Среди даек и силлов миогеосинклинали преобладают оливиновые толеиты. Среднетиманские диабазы изменяются от оливиновых до кварцевых толеитов с преобладанием последних.

На диаграмме А. Н. Заварицкого довольно отчетливо вырисовывается обособленность всех базитов Тимана (рис. 1). Интрузивные габбро-диабазы массивов Большой Камешек и Сопки Каменные при перекрывающих значениях в отличаются по параметру c и a . Особое положение занимают фигуративные точки составов лейкократовых габбро-диабазов мыса Бармин. Диабазы даек и силлов также индивидуализированы по составу. Фигуративные точки пород миогеосинклинали совпадают с полем составов габбро-диабазов Большого Камешка, среднетиманские диабазы отличаются в целом более низкими параметрами b и c , при более высоких значениях числа a . Все базиты обладают натровой специализацией.

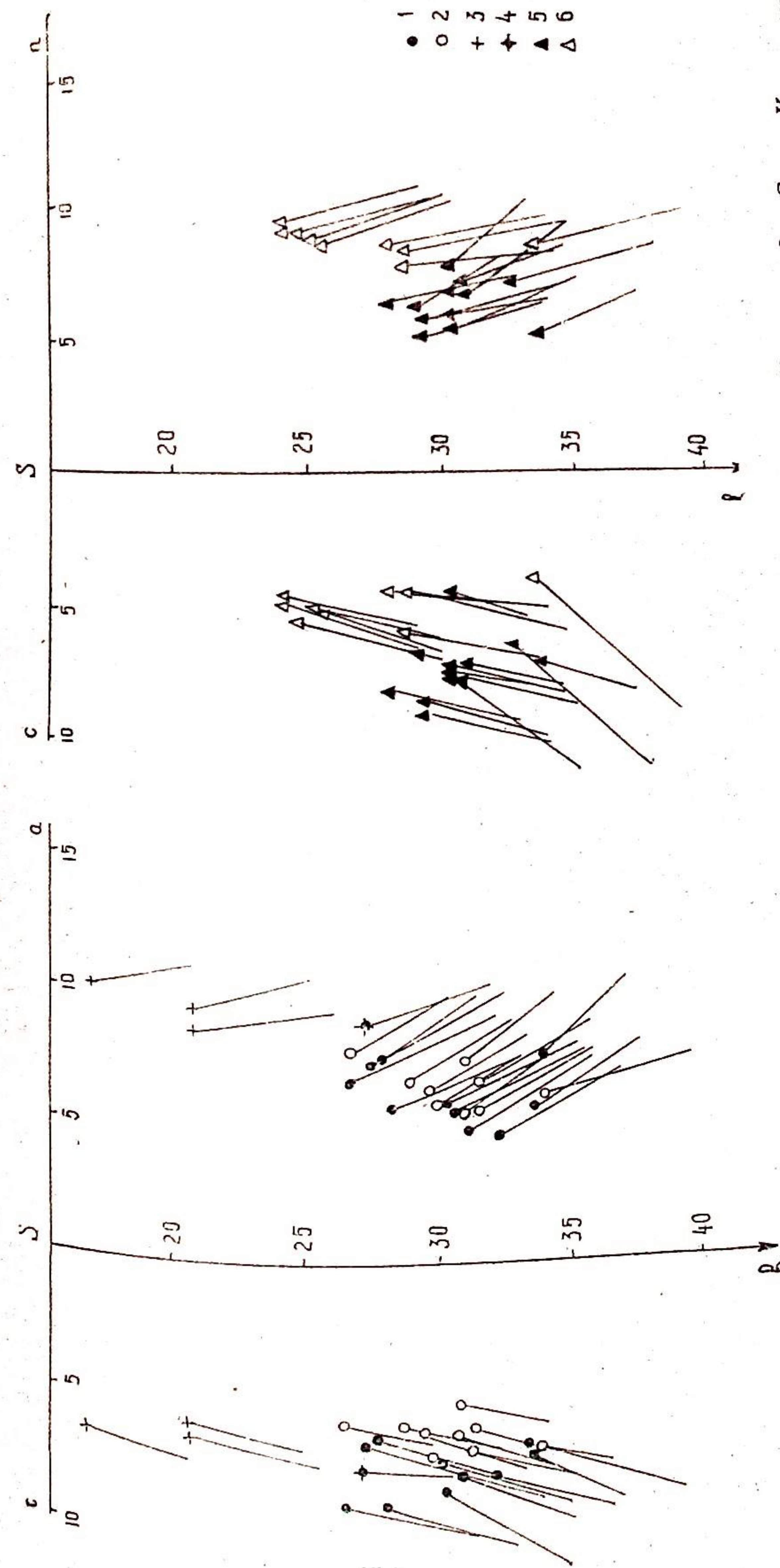


Рис. 1. Диаграмма А. Н. Заварицкого. 1—4 интрузивные габбро-диабазы: 1 — Большой Камешек, 2 — Сопок Каменных, 3 — мыса Бармин, 4 — штока, вскрытого скв. 43, 5—6 диабазы даек и силлов: 5 — миогеосинклинали, 6 — зоны перехода от перикратона к миогеосинклинали.

На диаграмме Fe_m—An—Ab (рис. 2) фигуративные точки составов группируются вблизи котектической линии Di—P₁. Однако и в этом случае для каждой из выделенных групп базитов намечаются отличия. Габбро-диабазам Большого Камешка присущи довольно широкие вариации как по фемичности, так и по составу плагиоклаза. Состав интрузива Сопки Каменные выдержан в отношении суммы фемических компонентов, но варьирует по составу плагиоклаза. Лейкократовые габбро-диабазы мыса Бармин обнаруживают закономерное снижение фемичности при отчетливо более кислом плагиоклазе. «Облако» фигуративных точек составов даек и силлов миогеосинклинали перекрывается «облаком» точек габбро-диабазов массивов Большой Камешек и Сопки Каменные. Среднетиманские диабазы при том же уровне фемичности обладают более кислым плагиоклазом.

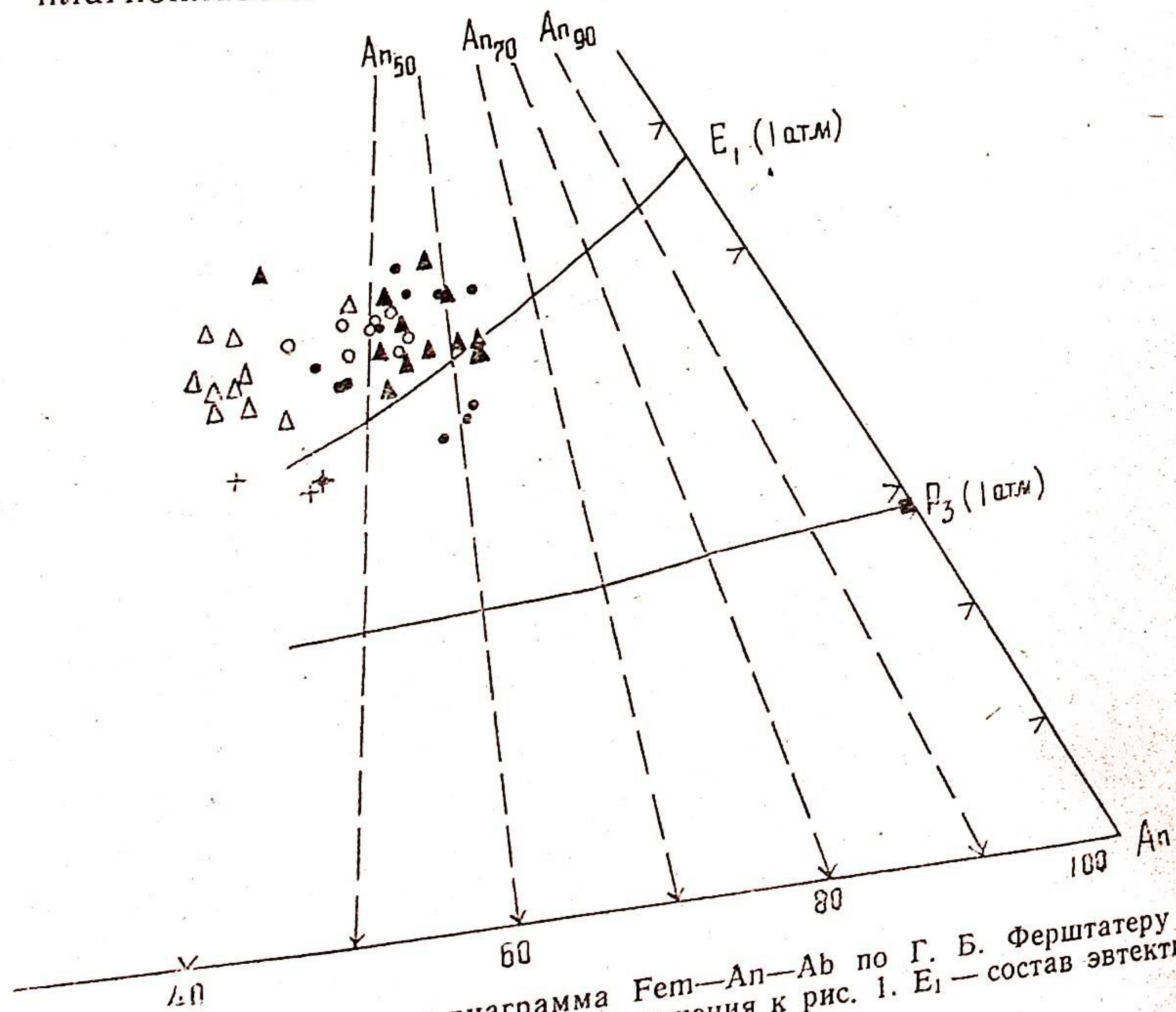


Рис. 2. Упрощенная диаграмма Fe_m—An—Ab по Г. Б. Ферштатеру и Н. С. Бородиной (1981). См. усл. обозначения к рис. 1. E₁ — состав эвтектики Di—An; P₃ — состав перитектики Fo—An.

Вариации составов пород внутри выделенных групп обнаружены определенные закономерности. Они отчетливо проявляются на диаграмме фигуративных точек, отражающих изменения хи-

мизма пород вследствие фракционирования магмы (рис. 1). Для их детализации применены диаграммы Э. Ф. Осборна (рис. 3), (Fe₂O₃+FeO)—(Na₂O+K₂O)—MgO (рис. 4).

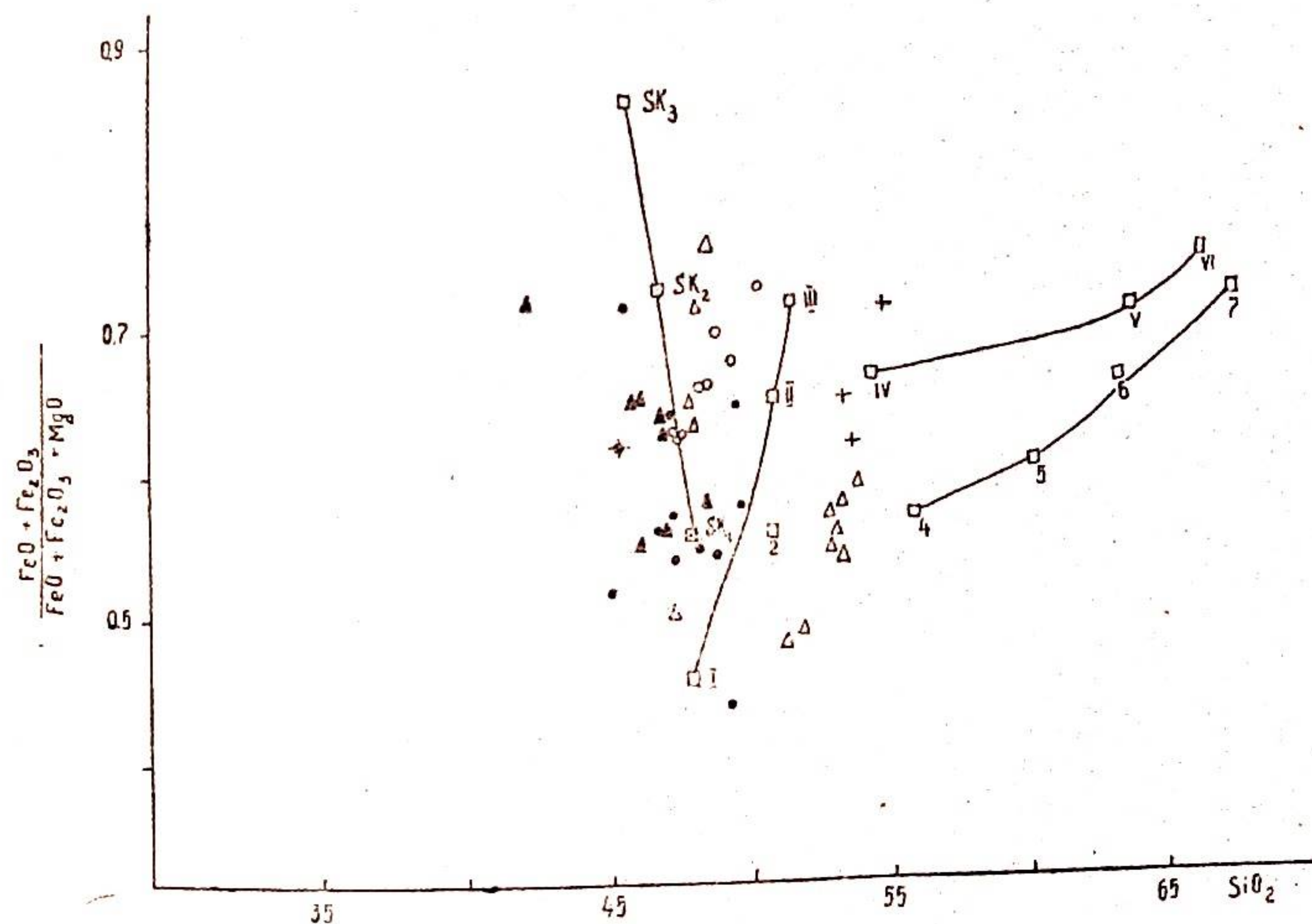


Рис. 3. Диаграмма Э. Ф. Осборна. См. усл. обозначения к рис. 1. SK₁, SK₂, SK₃ — тренд дифференциации оливнинового толента в Скаергаардской интрузии; I—III — тренд дифференциации «оливиновый толент — толеитовый андезит»; IV, V, VI — тренд дифференциации «андезит — дацит — риодацит»; 2, 4, 5, 6, 7 — тренд дифференциации базальт-андезитовой ассоциации Каскадных Гор.

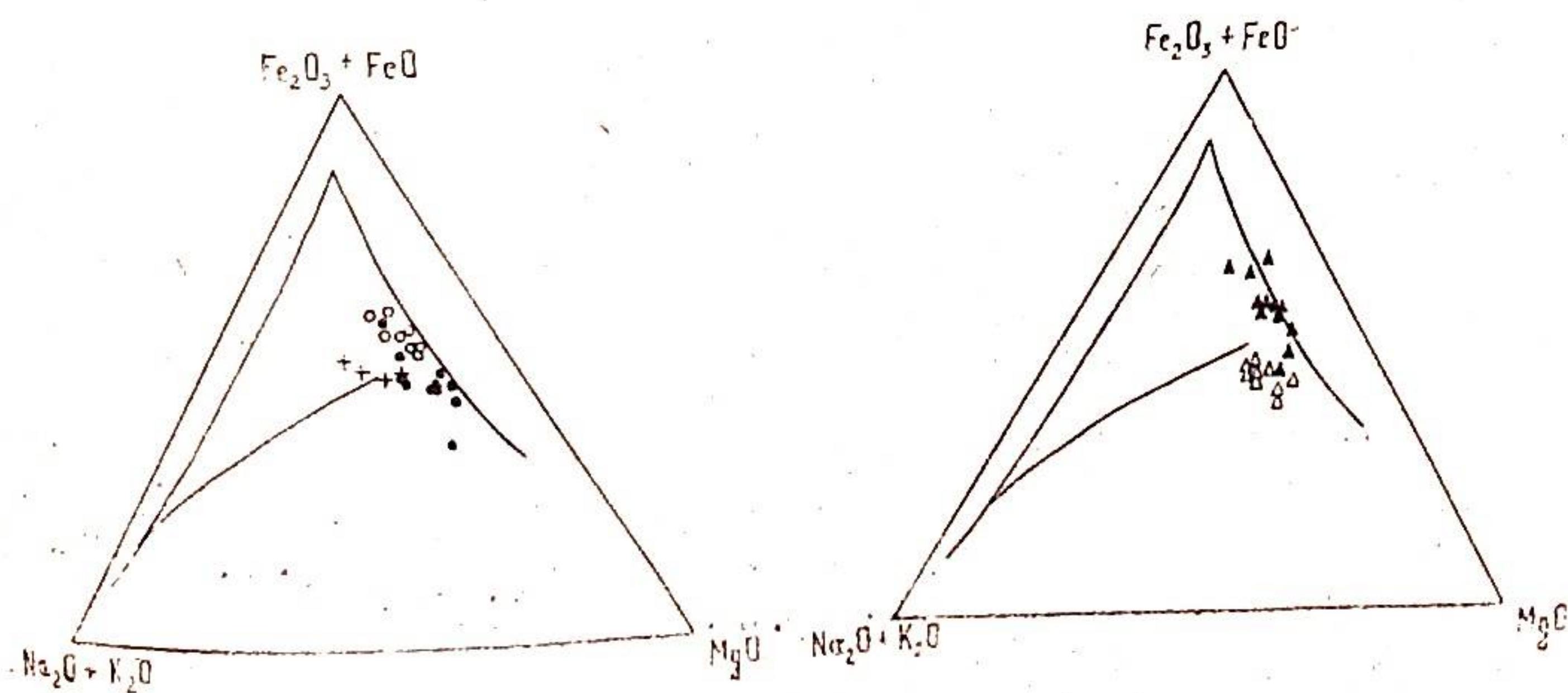


Рис. 4. Диаграмма (Fe₂O₃+FeO)—(Na₂O+K₂O)—MgO. См. усл. обозначения к рис. 1.

Средние составы позднепротерозойских базитов Тимана

| Оксиды | Интрузивные габбро-диабазы | | | Диабазы даек и силлов | |
|--------------------------------|----------------------------|--------------------|----------------|-----------------------|--|
| | Большой Камешек (11) | Сопки Каменные (8) | Мыс Бармин (3) | Многосинклиналь (12) | Зона перехода от перикратона к многосинклинали (9) |
| SiO ₂ | 47,66 | 48,35 | 53,99 | 46,85 | 52,16 |
| TiO ₂ | 1,43 | 1,87 | 1,59 | 1,85 | 1,27 |
| Al ₂ O ₃ | 15,49 | 13,82 | 16,10 | 14,89 | 13,52 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,42 | 4,19 | 2,32 | 3,29 | 1,99 |
| FeO | 8,14 | 8,78 | 7,16 | 10,02 | 7,64 |
| MnO | 0,24 | 0,22 | 0,12 | 0,22 | 0,14 |
| MgO | 7,88 | 6,55 | 4,92 | 7,20 | 8,18 |
| CaO | 11,05 | 10,06 | 6,54 | 9,60 | 6,64 |
| Na ₂ O | 2,02 | 2,23 | 3,41 | 2,04 | 3,00 |
| K ₂ O | 1,15 | 1,09 | 1,11 | 1,11 | 1,40 |
| P ₂ O ₅ | 0,19 | 0,25 | 0,08 | 0,28 | 0,36 |
| п. п. п. | 2,16 | 2,37 | 3,00 | 2,77 | 3,50 |
| Сумма | 99,83 | 99,79 | 100,34 | 100,12 | 99,80 |

Коэффициенты Н. Л. Добрецова (1975)

| | | | | | |
|--|-----|-----|-----|-----|-----|
| $KO_1 = MgO + 2TiO_2 - 3K_2O$ | 7,3 | 7,0 | 4,8 | 7,6 | 6,5 |
| $KO_2 = MgO \cdot TiO_2 / \sum FeO$ | 1,1 | 1,0 | 0,8 | 1,0 | 1,1 |
| $KA = Al_2O_3 - 0,5 \sum FeO - 2TiO_2$ | 7,9 | 3,8 | 8,3 | 4,7 | 6,3 |
| $KЩ_2 = Al_2O_3 / Na_2O + K_2O$ | 4,9 | 4,2 | 3,6 | 4,7 | 3,1 |

Примечание. Цифры в скобках — количество проб.

точных очагах. На главных этапах дифференциации магма эволюционировала по толеитовому пути, с концентрацией железа и обеднением магнием. Заключительные этапы дифференциации характеризовались известково-щелочной тенденцией эволюции с обогащением кремнеземом и щелочами.

Более поздние дайки и силлы многосинклинали возникли в результате массового и довольно быстрого подъема оливин-толеитовой магмы в зоны пониженного напряжения, возникшие в процессе складчатости рифейских осадков. Дифференциация магмы проявилась слабо и отвечала главным этапам толеитовой тенденции.

Дайки и силлы зоны перехода от перикратона к многосинклинали возникли из магмы, поднимавшейся по глубинному разлому. Подъем магмы здесь происходил медленнее, что нашло отражение в более отчетливо проявленном интрателлурическом этапе кристаллизации. Степень ее дифференциации была также невелика. Однако характер эволюции магмы несколько отличался, отвечая тренду «оливиновый толеит — толеитовый андезит».

Интрузивные габбро-диабазы массивов Большой Камешек и Сопки Каменные обнаруживают изменения химизма, отвечающие толеитовому типу дифференциации. Достаточно отчетливо вырисовываются и некоторые индивидуальные особенности. В Большом Камешке дифференциация имеет наиболее широкий размах, выразившийся в значительных вариациях составов. При этом следует отметить, что данная интрузия характеризуется и более крупными размерами. Габбро-диабазам Сопок Каменных присуща относительно высокая железистость при том же типе дифференциации. Лейкократовые габбро-диабазы мыса Бармин обнаруживают тенденцию к известково-щелочному типу дифференциации.

Полученные данные позволяют считать, что расплавы, выполнявшие камеры трех указанных интрузивов, изначально были несколько различны по составу. Эти отличия могут быть объяснены дифференциацией расплава на глубине по промежуточному типу дифференциации, характерному для большинства толеит-базальтовых комплексов (Вулканические комплексы., 1973).

Дайки многосинклинали и Среднего Тимана в целом также имеют толеитовый характер дифференциации. Многосинклинальные дайки повторяют путь развития интрузии Большого Камешка и Сопок Каменных. Для среднетиманских даек намечается тренд «оливиновый толеит — толеитовый андезит», особенно отчетливо проступающий на диаграмме Э. Ф. Осборна (рис. 3).

Формационно-петрохимическая типизация базитов Тимана, выполненная по методике Н. Л. Добрецова (1975), показывает, что данные породы являются типично континентальными образованиями (см. таблицу). На диаграмме этого же автора фигуративные точки их составов группируются у границ полей платобазальтов и оливиновых базальтов. Аналогичный результат получен и методом Ю. М. Шейнманна (1976). На его диаграмме qz—SiO₂ составы базитов Тимана полностью ложатся в контур толеитовой серии Карру. Тренды фигуративных точек составов выделенных групп начинаются в поле перекрытия составов толеитовой и оливин-базальтовой серий и заканчиваются в поле толеитов, насыщенных кремнеземом.

Таким образом, позднепротерозойские базиты Тимана являются типичными континентальными толеитами. Уровни глубин генерации магм, давших различные группы этих пород, существенно не различались. В то же время, выделенные по геолого-петрографическим данным, группы базитов обнаруживают ряд петрохимических особенностей, которые скорее всего обусловлены различной динамикой становления этих групп.

Наиболее ранние интрузивы габбро-диабазов, локализованные в зонах крупных разломов, сформированы дискретными порциями толеитовой магмы, дифференцированной в промежу-

Андреичев В. Л. Калий-аргоновое изотопное датирование гранитоидов Северного Тимана.— В кн.: Геология магматических образований севера Урала и Тимана. Сыктывкар, 1984, с. 59—66. (Тр. Ин-та геол. Коми филиала АН СССР, вып. 48).

Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозоя севера Урала. /Б. А. Голдин, М. В. Фишман, В. П. Давыдов, Е. П. Калинин.— Л.: Наука, 1973.— 212 с.

Данилов М. А., Ермоленко Ю. П., Скрипниченко В. А. Первые проявления сульфидных медно-никелевых руд на Северном Тимане.— ДАН СССР, 1977, т. 232, № 2, с. 413—416.

Добрецов Н. Л. Петрохимические особенности океанических и раннегеосинклинальных базальтов.— Геология и геофизика, 1975, № 2, с. 11,—25.

Ивенсен Ю. П. Магматизм Тимана и полуострова Канни.— М.-Л.: Наука, 1964.— 126 с.

Иодер Г. С., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм.— М.: Мир, 1965.— 247 с.

Костюхин М. А. Петрология габбро-сиенит-гранитной ассоциации Северного Тимана: Автореф. дис.— Свердловск, 1983.— 25 с.

Кутолин В. А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов.— Новосибирск: Наука, 1972.— 207 с.

Мальков Б. А. Особенности базальтоидного магматизма Каннино-Тиманского пояса.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР и севера Урала. Сыктывкар, 1973, с. 325—329. (Тр. VII геол. конф. Коми АССР, 2).

Смирнов М. Ю. Петрология сиенит-гранитоидного комплекса Северного Тимана: Автореф. дис.— Ленинград, 1982.— 22 с.

Степаненко В. И. Докембрийские базиты Тимана и генезис медно-никелевого оруденения.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Европейского Северо-Востока СССР. Сыктывкар, 1983, с. 45—46. (Тр. Ин-та геол. Коми филиала АН СССР, вып. 44).

Шейнманн Ю. М. Новые данные о базальтах океана и их значение для общей геологии.— Советская геология, 1965, № 8, с. 3—25.

Poldervaart A. Chemical definition of alkaly basalts and tholeites.— The geological of America Bulletin, 1964, v. 75, N 3, p. 83—86.

ВУЛКАНОКЛАСТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ БАЙДАРАЦКОГО ПРОГИБА

В. А. Гитев

Байдарацкий прогиб, расположенный вдоль Карского побережья и отделенный от собственно Урала системой Хуутинских разломов, до настоящего времени является слабо изученным районом, хотя в последние годы исследовательские работы здесь значительно активизировались.

По данным В. Н. Охотникова (1975), специфика геологического строения и особенности тектоники этой площади определяются наличием структур северо-западного простирания, наложенных на складчатое байкальское основание, слабыми пликативными нарушениями и простираниями основных разломов на северо-запад и северо-восток, что позволяет выделить Байдарацкий прогиб в самостоятельную структуру, отличающуюся от полярноуральских структур Восточной и Западной зон. По космическим снимкам на этой площади выявлены Оюяхинская и Лыдатинская кольцевые структуры, которые являются аппаратами центрального типа, заложенными в нижнеордовикское время и развивавшимися до силура - нижнего девона (Охотников, 1983). Они сложены вулканитами базальт-андезит-дацитового состава. Нами предпринята попытка фациального расчленения вулканогенных образований и даны их петрографические характеристики, соответственно которым выделяются следующие типы пород: 1 — эффузивы основного-среднего состава, 2 — вулканокластические и 3 — вулканогенно-осадочные образования.

Эффузивные образования развиты на изучаемой площади весьма ограниченно и представлены маломощными (от сантиметров до первых метров) невыдержанными по простиранию лавовыми потоками в виде выклинивающихся «языков». Обычно они наблюдаются вблизи предполагаемых аппаратов центрального типа. Среди эффузивных пород выделяются по составу диабазы, андезиты, дациты.

Д и а б а з ы — темно-зеленые и зеленовато-серые плотные массивные породы, слагающие маломощные (от 1 до 10 м) потоки, выклинивающиеся по простиранию. Структура порфировая или офитовая с микродиабазовой структурой основной массы. Порода состоит из раскристаллизованной плагиоклазово-серицито-хлоритовой массы с рудной пылью и вкрапленников основного плагиоклаза № 45—70, моноклинного пироксена (авгита) и аксессуарного ильменита. Для вкрапленников характерна призматическая форма. Вторичные изменения выражены замещением плагиоклаза альбитом, хлоритом, серицитом, пироксен практически нацело замещен хлоритом, эпидотом и гидроокислами железа. Ильменит нередко полностью лейкоксенизирован. Часто наблюдаются прожилки кварца и карбоната с пиритом.

А н д е з и т ы обычно слагают потоки мощностью до 10 м, выклинивающиеся по простиранию с удалением от вулканического аппарата. Макроскопически это серо-зеленые, серые, зеленовато-серые плотные массивные породы с порфировой структурой. Вкрапленники представлены кристаллами плагиоклаза (олигоклаз-андезин), редко реликтами моноклинного пироксена. Основная масса имеет микролитовую, реже микропойкилитовую структуру и сложена микролитами и микролейстами плагиоклаза, рудной пыли и продуктами разложения вулканического стекла. Вторичные процессы приводят к альбитизации плагиоклаза (иногда полностью), хлоритизации и серицитизации основной массы, пироксен практически целиком замещен хлоритом, эпидотом. Редкие миндалины заполнены кальцитом, хлоритом, пренитом. В породе часто присутствуют жилы и прожилки карбоната и кварца с повышенными содержаниями пирита, халькопирита.

Д а ц и т ы представлены серыми, темно-серыми мелко- и тонкозернистыми массивными породами с афировой, реже порфировой структурой. Криптокристаллическая основная масса состоит из альбита, калиевого полевого шпата и кварца. Редкие вкрапленники альбита, олигоклаза, реже кварца располагаются равномерно по всему полю шлифа. Вторичные процессы приводят к развитию альбита, реже хлорита, серицита, эпидота. Трещины выполнены кальцитом и кварцем с пиритом. Дацинты обычно переслаиваются с филлитовидными сланцами, образуя как согласные потоки, так и несогласные жилообразные тела мощностью от сантиметров до первых метров. Породы часто рассланцованы, причем сланцеватость сечет первичную флюидалность под углом от 10 до 70°. Особенно это заметно при наличии прослоев рудной пыли, подчеркивающих флюидалность. Поэтому использование сланцеватости как элемента залегания в общем случае является некорректным.

Вулканокластические образования развиты на описываемой площади довольно широко и слагают около 80% объема вулка-

ногенных отложений. Среди изученных пород установлены кластолавы, пирокластиты и ортогупфиты.

Кластолавы сложены зеленовато-серыми, серыми, темно-серыми плотными псефитовыми и псаммитовыми обломками базальтов, андезитов-базальтов, андезитов, дацитов угловатой и округлой форм, сцементированными раскристаллизованной массой андезитового состава. Кроме того, почти всегда присутствуют обломки кристаллов альбита, олигоклаза, андезина, моноклинного пироксена, роговой обманки, биотита, кварца. Вторичные изменения проявлены в интенсивном развитии альбита по плагиоклазам, хлорита и эпидота по темноцветным минералам, серицита по основной массе, по редким зернам ильменита развит лейкоксен. Порода насыщена кварц-карбонатными прожилками с пиритом. К зонам интенсивной метасоматической переработки (до березитов) приурочены участки с высокими содержаниями сульфидной минерализации (до 45%), представленной в основном пиритом и халькопиритом, реже сфалеритом и галенитом. Кластолавы обычно слагают согласные с осадочными породами потоки и покровы мощностью от первых метров до 200 м, выдержанные по простиранию на несколько километров, но выклинивающиеся с удалением от центра вулканических извержений. Кластолавы занимают около 10% объема вулканокластических образований описываемой площади.

Пирокластические образования занимают около 60% всего объема вулканокластических образований изучаемой площади и представлены грязно-серыми, пятнистыми, зеленовато-серыми плотными породами с грубообломочным, брекчиевидным обликом. Пирокластиты создают мощную толщу покровных образований (суммарная мощность более 5000 м), переслаивающуюся с вулканогенно-осадочными образованиями. Наиболее крупные пирокласты располагаются вблизи предполагаемых вулканических аппаратов, с удалением от которых величина обломков уменьшается вплоть до алевритовых. К пирокластитам относятся туфы и ксенотуфы, объединенные нами в одну группу. Они подразделяются по величине обломков на агломератовые, псефитовые и псаммито-алевритовые разновидности.

Агломератовые ксенотуфы оконтуривают предполагаемые аппараты центрального типа. Они представлены горизонтами вулканических брекчий мощностью от первых метров до 50—70 м, сложенных бомбами, лапиллями и обломками различного состава с преобладанием андезитовых и дацитовых разновидностей размерами от 5 см и более. Среди обломков встречается окатанная галька диоритов, плагиогранитов, мраморов, песчаников, чаще присутствуют угловатые обломки филлитовидных черных сланцев и дацитов. Цемент базальный, реже — цемент соприкосновения, представлен тонкозернистым пепловым материалом. Для данных образований весьма характерно интенсивное сульфидное оруденение, связанное, вероятнее всего, с вул-

каническими возгонами и последующей гидротермально-метасоматической переработкой. Представляет несомненный интерес присутствие в основании толщи вулканической брекчии сферолитовых выделений размером до 1 мм пирита неясного генезиса. Кроме того, в тяжелой фракции выделены гётит, лейкоксен, халькопирит, магнетит, сфалерит, галенит. Из аксессуарных минералов присутствуют циркон, апатит, рутил, гранат.

Псефитовые туфы и ксенотуфы слагают покровы мощностью от первых метров до 300—400 м, довольно выдержанные по простиранию и занимающие около 35% всего объема вулканокластиков изучаемой площади. Это массивные породы брекчиевого и псевдопорфирового облика, грязно-серого, темно-серого цвета. Кластический материал состоит из угловато-округлых обломков размерами от первых миллиметров до 5 см андезитов, базальтов, дацитов, сланцев, раздробленных и окатанных зерен кварца, пироксена, амфибола, эпидота. Основная масса сложена интенсивно переработанным вулканическим пеплом и представляет серицит-хлоритовую массу с редкими кристаллами альбита. Как в обломках, так и в основной массе наблюдается рассеянная вкрапленность сульфидов (в основном пирита и халькопирита), ильменита. Из вторичных минералов отмечаются альбит, хлорит, серицит, эпидот, карбонат, кварц, гематит, лимонит, лейкоксен. В тяжелой фракции выделены те же минералы, что и в агломератовых пирокластитах.

Псаммито-алевритовые туфы и ксенотуфы, фациально сменяя псефитовые, образуют выдержанные по простиранию покровы мощностью от первых метров до 200 м и более. Суммарная мощность покровов по разрезу достигает 1500 м, что составляет около 20% всего объема вулканокластиков в описываемом районе. Обычно это зеленовато-серые плотные массивные породы псевдопорфирового облика, сложенные обломками вулканогенных и осадочных пород округлой или угловатой формы. Цемент базальный или соприкосновения состоит из перекристаллизованного вулканического пепла, замещенного хлорит-серицит-гематитовой массой. Породы при рассланцевании в зонах тектонических нарушений приобретают более зеленую окраску из-за интенсивного развития хлорита. Из рудных минералов присутствуют пирит, халькопирит, ильменит, галенит, сфалерит, реже — хромшпинелиды. Вторичные минералы представлены альбитом, хлоритом, серицитом, карбонатом, кварцем, лейкоксеном, гематитом, эпидотом. Характерно, что данные образования макроскопически весьма похожи на эффузивные породы, поэтому использование результатов химических анализов для выяснения вулканических петротипов по этим породам может привести к ошибочным выводам из-за присутствия в них осадочного материала.

Осадочно-вулканокластические образования (ортотуффиты) занимают до 30% объема всех вулканокластических

образований описываемой площади и слагают мощные (в сумме до 2500 м) выдержанные по простиранию слои, переслаивающиеся с вулканогенно-осадочными породами. Это темно-серые, зеленовато-серые песчаниковидные мелкозернистые породы с псевдопорфировым обликом, обусловленным наличием мелких неокатанных и катаклазированных обломков сланцев, вулканитов и кристаллов кварца, плагиоклаза, пироксена, реже амфибола. Основная масса сложена перекристаллизованным тонкообломочным туфом с примесью терригенного материала и состоит из альбита, хлорита, серицита и кварца. Новообразованные минералы — альбит, кварц, серицит, хлорит, эпидот, карбонат. Рудные минералы представлены пиритом, халькопиритом, реже галенитом, сфалеритом. В виде аксессуарной примеси встречаются магнетит и ильменит, по последнему развит лейкоксен.

Ортотуффиты являются переходными породами между собственно пирокластическими и вулканогенно-осадочными образованиями. Последние представлены в Байдарацком прогибе в основном туфопесчаниками.

Туфопесчаники занимают до 20% объема всех пород описываемой площади. Это зеленовато-серые, грязно-серые плотные мелкозернистые полимиктовые песчаники с окатанными обломками вулканических продуктов переменного состава. Толщи туфопесчаников выдержаны по простиранию и переслаиваются с вулканогенно-осадочными образованиями, причем чаще всего контакты между ними постепенные. Суммарная мощность по разрезу до 4000 м, мощность отдельных пачек 200—400 м. Вторичные изменения проявлены в развитии альбита, хлорита, выявлены пирит, циркон, апатит, гранат, магнетит, лимонит, сфалерит, халькопирит, барит, сфен.

Ниже для иллюстрации вулканогенно-осадочной толщи приводятся описания разрезов по данным автора и материалам, представленным В. И. Мизиным, В. П. Давыдовым, А. И. Чумаковой и В. Н. Охотниковым.

- Разрез по р. Оюяха вниз по течению с запада на восток:
1. Карбонатизированный и окварцованный псефитовый ксенотуф, переходящий в псаммитовый и сменяемый филлитовидными аповулканогенными сланцами мощностью до 0,5 м, с зоной березитизации до 30 м. Общая мощность — 220 м.
 2. Агломерато-псефитовый ксенотуф — 50 м.
 3. Туфопесчаник мелко-среднезернистый — 70 м.
 4. Псаммитовый ксенотуф — 140 м.
 5. Филлитовидный аповулканогенный сланец — 25 м. Перерыв — 60 м.
 6. Псаммитовый ксенотуф с прослоями псефитового и агломератового ксенотуфа и редкими прослоями маломощного (до 0,3 м) аповулканогенного сланца — 750 м.

- Перерыв — 120 м.
7. Агломератово-псефитовый ксенотуф — 30 м.
 8. Аповулканогенный сланец — 25 м.
 9. Псаммитовый туф — 150 м.
Перерыв — 250 м.
 10. Псаммитовый туф — 70 м.
 11. Аповулканогенный зеленый сланец с прослоями псаммитово-алевролитовых туфов — 90 м.
 12. Псаммитовый ксенотуф — 70 м.
 13. Аповулканогенный сланец — 150 м.
 14. Переслаивание псаммитовых, алевролитовых туфов с аповулканогенными сланцами — 80 м.
 15. Аповулканогенный сланец — 150 м.
 16. Переслаивание псефитовых, псаммитовых, алевролитовых ксенотуфов с аповулканогенными сланцами — 40 м.
 17. Аповулканогенный сланец — 200 м.
Перерыв — 10 м.
 18. Переслаивание псаммитово-алевролитовых туфов и аповулканогенных сланцев — 190 м.
 19. Переслаивание псаммитово-алевролитовых туфов с редкими прослоями аповулканогенного сланца. Наблюдаются зоны интенсивной березитизации и пиритизации. Мощность до 200 м.
Перерыв — 150 м.
 20. Агломератово-псефитовый ксенотуф — 40 м.
 21. Псаммитовый ксенотуф — 50 м.
Перерыв — 50 м.
 22. Переслаивание псаммитово-алевролитового туфа с аповулканогенным сланцем — 1100 м.
 23. Рассланцованный дацит — 60 м.
 24. Псаммитовый туф — 25 м.
 25. Переслаивание агломератового, псефитового и псаммитового ксенотуфов, образующих складку с шириной выхода до 600 м. Истинная мощность около 250 м.
 26. Аповулканогенный сланец — 50 м.
Перерыв — 70 м.
 27. Переслаивание псаммитово-алевролитового туфа с аповулканогенным сланцем — 330 м.
 28. Переслаивание туфопесчаников и филлитовидных углистых сланцев — 60 м.
Перерыв — 70 м.
 29. Переслаивание сильнокарбонатизированного туфопесчаника и аповулканогенного сланца — 200 м. Порода березитизирована, особенно по контактам сланца с туфопесчаником и по трещинам. Содержание руды в зонах березитизации до 45%.
Разрез по правому притоку р. Оюяхи — ручью Сыраяб-тармаяха:
 1. Псефитово-псаммитовый ксенотуф — 70 м.
 2. Филлитовидный от серо-зеленого до черного сланец — 80 м.

3. Туфопесчаник — 5 м.
 4. Филлитовидные аповулканогенные сланцы с прослоями туфопесчаника — 800 м.
 5. Гематитизированный туфопесчаник — 25 м.
 6. Переслаивание туфопесчаника со сланцами — 800 м.
 7. Псаммитово-алевролитовый туф — 100 м.
- Разрез севернее оз. Диаты:
1. Псефитовый туф — 10 м.
 2. Агломератовый ксенотуф — 0,75 м.
 3. Переслаивание филлитовидных сланцев и псаммитово-алевролитового ксенотуфа — 30 м.
Перерыв — 700 м.
 4. Лава андезита — 10 м.
Перерыв — 800 м.
 5. Агломератово-псефитовый ксенотуф — 50 м.
 6. Филлитовидный сланец — 3 м.
 7. Туфопесчаник мелкозернистый — 100 м.
- Разрез по восточному берегу оз. Диаты вкрест простирания с запада на восток:
1. Дацит с кварцевыми жилами — 5 м.
 2. Развалы, сложенные обломками туфопесчаника, пирокластитов — 200 м.
 3. Псефитовый туф — 5 м.
 4. Агломератовый ксенотуф — 10 м.
 5. Ортотуффит — 3 м.

* * *

Таким образом, на площади Байдарацкого прогиба выявлено развитие мощной толщи вулканокластических образований, которые явно доминируют как над эффузивными, так и над осадочными горными породами. Существование кольцевых структур, отдешифрованных на космических снимках, подтверждается аномалиями геофизического поля. Они, по всей вероятности, соответствуют вулканическим аппаратам центрального типа, контуры которых можно установить по окаймляющим их горизонтам агломератовых и псефитовых ксенотуфов и туфов.

Тесная пространственная ассоциация вулканических и осадочных образований, по-видимому, указывает на подводный характер вулканизма. С аппаратами такого типа связаны месторождения медно-колчеданного и полиметаллически-колчеданного типа, известные во многих районах мира (Иванов, 1983). Цонсковыми критериями для них являются вулканокластические образования, пространственно ассоциирующие с аппаратами центрального типа. Важным рудоконтролирующим фактором являются также разрывные нарушения и развитые вдоль них листвениты и березиты. Для них характерна переработка исходного продукта до кварц-серицит-карбонатной и кварц-серицитовой пород, с которыми связаны сульфидные, полиме-

тааллические, редкометалльные, золотоносные и другие месторождения с высокими содержаниями рудного компонента.

В соответствии с изложенным, на территории Байдарацкого прогиба можно выделить перспективные площади на колчеданно-полиметаллическое оруденение, связанное с вулканическими аппаратами центрального типа. Максимально продуктивными являются гидротермально-метасоматически измененные породы (березиты и листовиты), с которыми связаны все выделенные рудопроявления на р. Оюяхе, оз. Диаты и др. (Охотников, Чумакова, 1981). В связи с этим наиболее важным направлением исследований на площади Байдарацкого прогиба является фацнальное расчленение вулканокластических образований с неизменным выделением участков гидротермально-метасоматических преобразований и составлением карты метасоматических формаций. Решение этих задач даст возможность выяснения перспективности Байдарацкого прогиба на колчеданно-полиметаллическое и колчеданное типы оруденения.

ЛИТЕРАТУРА

- Иванов С. Н. Колчеданные месторождения СССР.—М.: Наука, 1983.
Охотников В. Н. Геология рудных образований Полярного Урала.—Л.: Наука, 1975.—173 с.
Охотников В. Н., Чумакова А. И. Колчеданная минерализация севера Полярного Урала.—Геология рудных месторождений, 1981, № 5, с. 52—64.
Охотников В. Н. Вулканизм и металлогения севера Полярного Урала.— В кн.: Рудообразование и магматизм севера Урала и Тимана. Сыктывкар, 1983, с. 3—19. (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР, вып. 41).

ПЕТРОХИМИЯ ГАББРО-ГРАНИТНЫХ АССОЦИАЦИЙ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА ПОЛЯРНОГО УРАЛА

Д. Н. Ремизов

В северной части восточного склона Полярного Урала в настоящее время выделяется три габбро-гранитных комплекса: ордовикский габбро-плагиогранитный харампэйско-масловский, средне-верхнедевонский габбро-диорит-гранодиорит-плагиогранитный янганапэйский и верхнедевонско-нижнекарбовый габбро-диорит-гранодиорит-гранитный юрмэнецкий. Кроме того, в Байдарацком прогибе выявлена группа интрузий, объединенная в пермско-триасовый торасовейский габбро-сиенито-диоритовый комплекс, а в Войкаро-Собском синклинии распространены образования конгорского габбро-диорит-гранодиорит-гранитного комплекса. Обоснования геохронологической датировки комплексов приведены во многих работах (Андреичев, Охотников, 1982; Лупанова, Маркин, 1964; Морковкина, 1985; Охотников и др., 1976; Фишман, Юшкин, 1976) и здесь не рассматриваются.

Задачей настоящей работы является выявление трендов петрохимических окислов в породах комплексов и сравнение комплексов между собой на основе статистико-петрохимических диаграмм (Изох, 1978).

Геолого-петрографическая характеристика комплексов

Данные по геологии и петрографии описываемых комплексов приведены в табл. 1, в дополнение к которой необходимо сделать следующие замечания:

1. По данным Е. И. Бевз (1976), габброиды харампэйско-масловского комплекса связаны с вмещающими вулканитами торасовейского комплекса постепенными переходами, что в совокупности с другими признаками позволило предположить их метасоматическую природу. Формирование изометричных тел

Геолого-петрографическая характеристика комплексов

| Комплексы | Возраст | Структурная позиция | Форма тел |
|---|--------------------------------------|---|---|
| Харампэйско-масловский габбро-плагногранитный | О | Зона восточного глубинного разлома, крылья и ядра брахиантиклиналей | Интрузивные залежи, небольшие изометричные тела |
| Янганапэйский габбро-диорит-гранодиорит-плагногранитный | Д ₂₋₃ | Субширотные ветви Восточного глубинного разлома | Штокообразные тела неправильной формы в плане |
| Конгорский габбро-диорит-гранодиорит-гранитный | Д ₂₋₃ —С ₁ (?) | Области развития вулканитов Д ₁₋₂ , Д ₂₋₃ . Структурное положение не ясно | Небольшие штокообразные массивы |
| Юрмэнекский габбро-диорит-гранодиорит-гранитный | Д ₃ —С ₁ | Долгоживущие разломы, периферия антиклиналей досилурийского заложения | Небольшие штоки и линзовидные тела |
| Сиенито-диориты, кварцевые сиенито-диориты, диориты, габбро-диориты | | Сиенито-диориты | Ромбический пироксен, апатит, сфен, циркон, арсенопирит, ильменит, пирит, ортит, марказит, молибденит |

Таблица 1

| Породы | Минеральный состав | |
|--|--|---|
| | Породообразующие минералы | Акцессорные и вторичные минералы |
| Габброиды, роговообманковые пегматоиды, меланократовые габбро, плагнограниты | Роговая обманка, моноклиновый пироксен, плагиоклаз | Кварц, магнетит, апатит, сфен; хлорит, эпидот, цоизит, мусковит |
| | Плагнограниты | Магнетит, лейкоксен, биотит, апатит, сфен, рутил, гранат, пирит; эпидот, хлорит, мусковит |
| Габбро, габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты, плагногранодиориты, плагнограниты, жильные плагногранит-порфиры, плагнограниты | Плагноклаз, роговая обманка, биотит, кварц | Магнетит, апатит; хлорит, эпидот, серицит |
| | Габбро-диориты | Гранодиориты |
| | Плагноклаз, ортоклаз, кварц, роговая обманка, биотит | Лейкоксен, магнетит, апатит, циркон, сфен; серицит, хлорит, эпидот, кальцит |
| | Плагнограниты | Ортоклаз, сфен, апатит, циркон, лейкоксен; эпидот, серицит, карбонат |
| Габбро-диориты, кварцевые диориты, кварцевые сиенито-диориты, гранодиориты, граниты | Роговая обманка, плагиоклаз | Кварц, магнетит, сфен, апатит; хлорит, эпидот |
| | Кварцевые диориты | Магнетит, сфен, пирит, апатит; хлорит, эпидот, карбонат, серицит |
| | Плагноклаз, амфибол, биотит, авгит, кварц, ортоклаз | Граниты |
| | Ортоклаз, кварц, амфибол, альбит | Магнетит, сфен, апатит, пирит, гранат; серицит, карбонат |
| Габбро, габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, граниты, аляскитовые граниты | Плагноклаз, амфибол, пироксен, биотит, кварц | Сфен, магнетит, апатит, микроклин |
| | Габбро-диориты | Гранодиориты |
| | Плагноклаз, микроклин, кварц, биотит, амфибол | Апатит, сфен, магнетит, гранат |
| | Граниты | Сфен, магнетит, апатит, циркон, ортит; эпидот |
| Торасовейский габбро-сиенито-диоритовый | Р ₂ —Т ₁ | Система байдарацких глубинных разломов |

Петрохимическая характеристика комплексов

| Окислы | Харампэйско-масловский | | Янганапэйский | | | Конгорский | | | Юрмэнский | | | Торасовейский |
|--------------------------------|------------------------|----------------------|----------------------|----------------------|----------------------|----------------------|----------------------|----------------------|----------------------|----------------------|----------------------|----------------------|
| | Габброиды | Плагиограниты | Габбро-диориты | Гранодиориты | Плагиограниты | Габбро-диориты | Кварцевые диориты | Граниты | Габбро-диориты | Гранодиориты | Граниты | Сиенито-диориты |
| SiO ₂ | 43,86 38,04—48,55 | 70,68 63,36—75,60 | 53,22 49,22—56,94 | 66,41 64,00—67,99 | 72,33 69,22—77,60 | 53,68 48,60—57,92 | 61,59 58,13—64,80 | 73,50 69,96—78,80 | 57,23 49,46—63,88 | 66,80 64,12—69,46 | 73,67 70,00—76,17 | 58,40 55,56—63,76 |
| TiO ₂ | 0,78 сл.—2,19 | 0,41 0,05—0,68 | 0,96 0,64—1,46 | 0,58 0,48—0,78 | 0,50 0,24—0,90 | 0,82 0,50—1,40 | 0,58 0,21—1,17 | 0,20 0,04—0,33 | 0,91 0,59—1,35 | 0,60 0,45—0,75 | 0,36 0,04—1,21 | 0,73 0,43—1,18 |
| Al ₂ O ₃ | 18,66 9,12—29,26 | 14,48 12,60—17,06 | 16,48 14,66—18,96 | 14,07 13,27—15,68 | 12,81 10,69—14,82 | 14,39 11,57—14,93 | 13,86 12,62—15,52 | 13,24 9,39—15,19 | 17,02 15,28—20,45 | 15,08 12,95—17,14 | 13,18 12,14—14,96 | 16,31 14,53—17,78 |
| Fe ₂ O ₃ | 4,76 0,45—14,02 | 1,52 0,28—4,00 | 3,83 2,38—7,18 | 2,15 1,41—2,90 | 1,78 сл.—5,98 | 4,11 3,06—5,35 | 2,77 1,79—4,06 | 0,66 0,01—1,14 | 2,15 0,64—4,75 | 2,00 0,95—2,89 | 0,94 0,19—1,53 | 2,19 1,45—2,88 |
| FeO | 6,11 1,32—10,95 | 2,19 0,79—4,90 | 5,78 3,03—9,17 | 2,60 1,75—2,95 | 1,82 0,91—3,00 | 5,44 3,48—6,90 | 3,39 1,96—4,57 | 1,21 0,43—2,04 | 4,82 7,03—3,15 | 2,51 1,26—3,78 | 1,17 0,43—2,46 | 4,28 2,45—5,34 |
| MnO | 0,17 0,04—0,56 | 0,07 сл.—0,16 | 0,17 0,07—0,23 | 0,14 0,03—0,21 | 0,08 0,02—0,46 | 0,16 0,12—0,20 | 0,11 0,04—0,20 | 0,04 сл.—0,09 | 0,16 0,05—0,30 | 0,07 0,04—0,10 | 0,03 сл.—0,07 | 0,10 0,08—0,15 |
| MgO | 7,91 2,85—19,70 | 1,11 0,01—2,65 | 4,58 3,15—6,75 | 1,97 1,64—2,41 | 1,04 0,25—1,84 | 5,88 4,48—8,33 | 3,64 2,24—5,74 | 0,63 0,05—1,09 | 3,27 1,25—8,70 | 1,54 0,87—2,56 | 0,38 0,07—0,77 | 3,55 2,73—4,03 |
| CaO | 7,91 2,85—19,70 | 4,31 0,01—2,65 | 7,96 3,15—6,75 | 2,93 1,64—2,41 | 2,29 0,25—1,84 | 7,58 4,48—8,33 | 4,90 2,24—5,74 | 1,66 0,05—1,09 | 6,41 1,25—8,70 | 3,55 0,87—2,56 | 1,40 0,07—0,77 | 4,87 2,73—4,03 |
| CaO | 8,50—17,01 | 2,53—8,56 | 5,83—11,92 | 2,11—3,54 | 0,83—4,14 | 5,35—9,40 | 2,86—6,50 | 0,58—2,60 | 3,81—8,58 | 1,86—4,55 | 0,51—3,34 | 3,68—5,84 |
| Na ₂ O | 1,38 0,41—3,15 | 3,82 1,16—6,14 | 3,32 1,67—4,84 | 4,69 3,52—5,73 | 4,98 3,71—7,12 | 3,86 3,25—4,48 | 3,61 2,90—4,56 | 4,05 2,59—4,90 | 3,96 2,70—6,75 | 4,08 3,09—5,01 | 3,39 2,46—4,53 | 3,94 3,48—4,76 |
| K ₂ O | 0,18 0,02—0,48 | 0,39 0,05—1,49 | 1,02 0,09—2,45 | 2,43 1,14—2,89 | 0,72 0,01—1,59 | 1,07 0,19—3,01 | 2,49 0,25—4,75 | 3,73 0,16—5,95 | 1,69 0,30—3,25 | 2,63 0,90—5,36 | 4,66 1,44—9,30 | 3,83 3,03—4,34 |
| P ₂ O ₅ | 0,14 0,01—0,59 | 0,10 сл.—0,20 | 0,20 0,08—0,43 | 0,16 0,06—0,23 | 0,10 0,02—0,24 | 0,19 0,08—0,38 | 0,15 0,03—0,36 | 0,06 сл.—0,11 | 0,27 0,13—0,56 | 0,20 0,08—0,49 | 0,05— 0,01—0,13 | 0,34 0,14—0,44 |
| n | 27 | 23 | 16 | 13 | 27 | 6 | 20 | 9 | 13 | 7 | 21 | 18 |

Примечания. В числителе — средние содержания, в знаменателе — пределы колебаний, n — количество анализов. Анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории Института геологии Коми фил. АН СССР.

Геохимическая характеристика янганапэйского, юрмэнского и конгорского комплексов

Сравнение статистико-петрохимических диаграмм показывает, что по приводимым параметрам хорошо различаются харампэйско-масловский и торасовейский комплексы. Для первого характерны ярко выраженная бимодальность распределения составов пород, пониженная общая щелочность и незначительное содержание калия в породах; для второго — повышенное содержание калия в породах и несколько повышенная общая щелочность.

плагиогранитов в ядрах брахиантиклиналей связывается с процессами анатексиса.

2. Проблематичны объем и возраст конгорского комплекса. Т. А. Иванова относит диориты, гранодиориты и граниты к до-эйфельским образованиям, Н. П. Лупанова (Лупанова, Маркин, 1964) — к среднедевонским. В. Ф. Морковкина (Морковкина, 1958) рассматривает все интрузивные образования района в пределах одного комплекса и считает их силурийскими. Р. Г. Язева и В. В. Бочкарев (Язева, Бочкарев, 1982) относят интрузии комплекса к вулканоплутоническим андезито-базальтовым ассоциациям средне-позднедевонского возраста. Основанием для датировок служат находки пород комплекса в гальке конгломератов предположительно эйфельского возраста, а также общегеологические соображения и отдельные определения К—Аг методом.

Петрохимия габбро-гранитных комплексов

Для петрохимической характеристики пород комплексов (табл. 2) и построения статистико-петрохимических диаграмм использовались данные В. Н. Охотникова, Е. И. Бевз, Г. Я. Пономарева, М. В. Фишмана и Н. П. Юшкина.

Анализ статистико-петрохимических диаграмм (рис. 1—5) показывает, что все выделяемые комплексы принадлежат к сложным полным существенно базитовым (за исключением юрмэнского комплекса) ассоциациям магматических горных пород. Особенности конкретных комплексов выражены в следующем.

Харампэйско-масловский комплекс (рис. 1) — контрастный, незавершенный, характеризуется низкой щелочностью высоко-натриевого типа. Прослеживается существенная обратная корреляционная связь Na₂O и CaO, что связано с закономерным изменением составов плагиоклазов, являющихся основным компонентом пород комплекса.

Янганапэйский, конгорский и юрмэнский комплексы имеют близкие параметры. Это неконтрастные, завершенные ассоциации горных пород пониженной (янганапэйский комплекс) или нормальной щелочности натриевого и калиево-натриевого (юрмэнский комплекс) типов.

Янганапэйский комплекс (рис. 2) характеризуется своеобразным распределением содержаний K₂O: оно дает пологий максимум в области 60—70% SiO₂, уменьшаясь затем в группе плагиогранитов. Накопление калия в области гранодиоритов связано, видимо, с широким развитием эндоконтактовых фаций, обогащенных K₂O. По направлению к более кислым породам содержание K₂O заметно понижается, отражая формирование плагиогранитов. В то же время несколько проб дают повышенное (до 4 и даже 7,5%) содержание K₂O. Такая же неоднород-

(юрмэнэксский комплекс) типов.

Янганапэйский комплекс (рис. 2) характеризуется своеобразным распределением содержаний K_2O : оно дает пологий максимум в области 60—70% SiO_2 , уменьшаясь затем в группе плагиогранитов. Накопление калия в области гранодиоритов связано, видимо, с широким развитием эндоконтактовых фаций, обогащенных K_2O . По направлению к более кислым породам содержание K_2O заметно понижается, отражая формирование плагиогранитов. В то же время несколько проб дают повышенное (до 4 и даже 7,5%) содержание K_2O . Такая же неоднород-

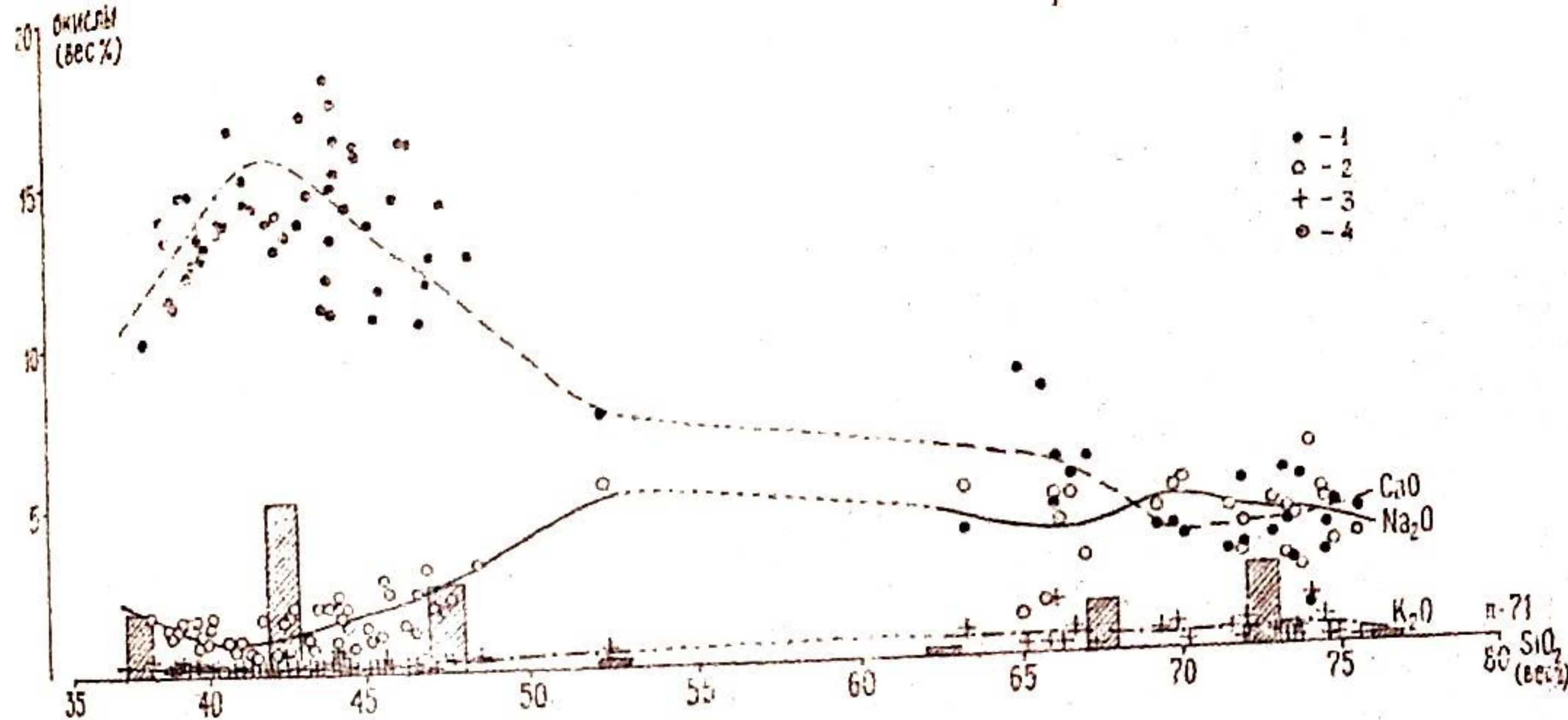


Рис. 1. Статистико-петрохимическая диаграмма харампэйско-масловского габбро-плагиогранитного комплекса:
1—4 — содержания окислов: 1 — CaO , 2 — Na_2O , 3 — K_2O , 4 — $K_2O + Na_2O$.

ность отмечается в области более основных составов. Все аномальные пробы относятся к интрузиям и жилам Юнъягинского района, в котором распространены интрузии янганапэйского и юрмэнэксского комплексов. Можно предположить здесь смешение выборок и отнесение пород юрмэнэксского комплекса к янганапэйскому.

Вследствие неоднозначного выделения конгорского комплекса, для построения статистико-петрохимической диаграммы (рис. 3) использовались в основном анализы горных пород интрузии, расположенной в районе железорудного месторождения «Первая рудная горка».

Статистико-петрохимические диаграммы юрмэнэксского и торасовейского комплекса показаны на рис. 4 и 5.

Торасовейский комплекс, в отличие от описанных выше, характеризуется незавершенностью и относительно повышенной общей щелочностью калиевого типа.

Геохимическая характеристика янганапэйского, юрмэнэксского и конгорского комплексов

Сравнение статистико-петрохимических диаграмм показывает, что по приводимым параметрам хорошо различаются харампэйско-масловский и торасовейский комплексы. Для первого характерны ярко выраженная бимодальность распределения составов пород, пониженная общая щелочность и незначительное содержание калия в породах; для второго — повышенное содержание K_2O и несколько повышенная общая щелочность.

С другой стороны, диаграммы янганапэйского, юрмэнского и конгорского комплексов почти полностью совпадают, за исключением поведения K_2O в области кислых (свыше 69% SiO_2) составов. В этой связи представляется интересным сопоставление содержания микроэлементов в породах указанных комплексов (табл. 3).

Таблица 3

Средние содержания микроэлементов в главных разновидностях пород янганапэйского, юрмэнского и конгорского комплексов

| Элемент | Янганапэйский комплекс | | Юрмэнский комплекс | | Конгорский комплекс | | |
|---------|------------------------|---------------|--------------------|---------|---------------------|-------------------|---------|
| | Гранодиориты | Плагиограниты | Габбро | Граниты | Габбродиориты | Кварцевые диориты | Граниты |
| Be | 0,0001 | — | — | 0,0002 | 0,0002 | 0,0003 | 0,0004 |
| Sc | 0,003 | 0,002 | 0,003 | 0,001 | 0,002 | 0,003 | 0,001 |
| P | 0,04 | 0,02 | 0,01 | 0,03 | — | — | — |
| Mn | 0,09 | 0,05 | 0,1 | 0,05 | 0,09 | 0,06 | 0,06 |
| Pb | 0,0006 | — | 0,0002 | 0,002 | — | 0,001 | 0,005 |
| Ga | 0,001 | 0,001 | 0,002 | 0,001 | 0,001 | 0,002 | 0,001 |
| Y | 0,01 | 0,006 | 0,02 | 0,005 | 0,02 | 0,01 | 0,002 |
| Cu | 0,005 | 0,004 | 0,007 | 0,0008 | 0,005 | 0,003 | 0,002 |
| Zn | 0,003 | 0,001 | 0,005 | 0,003 | — | сл. | — |
| Ti | 0,33 | 0,21 | 0,5 | 0,22 | 0,4 | 0,3 | 0,1 |
| Co | 0,0007 | 0,0001 | 0,002 | — | 0,003 | 0,003 | — |
| Ni | 0,0005 | 0,0002 | 0,0004 | 0,0002 | 0,003 | 0,003 | 0,001 |
| Zr | 0,03 | 0,02 | 0,01 | 0,03 | 0,02 | 0,03 | 0,02 |
| Cr | 0,0009 | 0,0003 | 0,001 | 0,001 | 0,007 | 0,007 | 0,001 |
| Sr | 0,03 | 0,01 | 0,04 | 0,02 | 0,05 | 0,02 | 0,03 |
| Ba | 0,03 | 0,01 | 0,03 | 0,07 | 0,03 | 0,08 | 0,05 |
| La | 0,004 | 0,006 | 0,0009 | 0,003 | 0,001 | 0,001 | 0,001 |
| n | 72 | 44 | 30 | 57 | 49 | 35 | 15 |

Примечание. Использованы результаты спектральных анализов, выполненных в лаборатории физических методов Института геологии Коми фил. АН СССР; n — количество анализов.

Как видно из табл. 3, различия в содержаниях микроэлементов в породах комплексов весьма незначительны и наиболее проявлены в области кислых составов.

* * *

При сравнении статистико-петрохимических диаграмм различия описываемых комплексов наиболее проявлены в полном и завершенности ассоциаций, поведении K_2O в области кислых составов (SiO_2 более 69%). Менее показателен уровень общей щелочности пород.

Статистико-петрохимические диаграммы янганапэйского, юрмэнского и конгорского комплексов близки. Эти комплексы располагаются в одной структурно-формационной зоне — север-

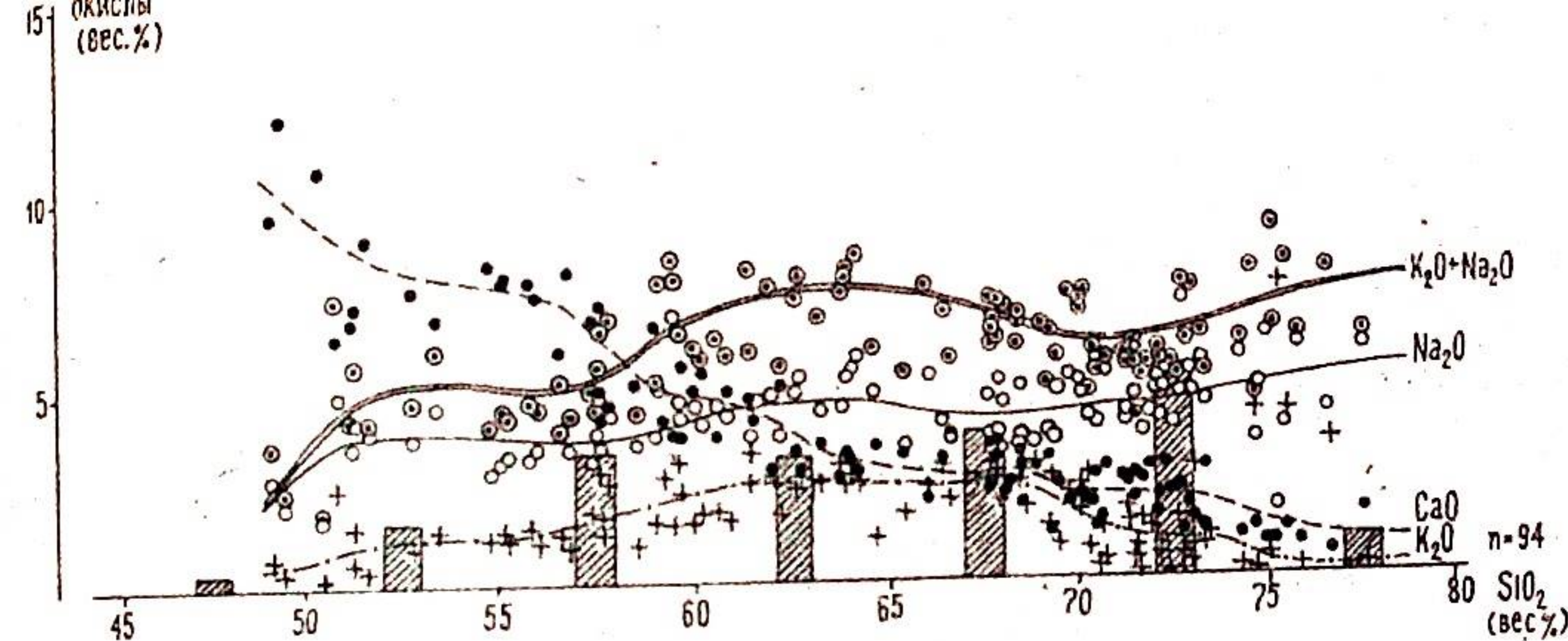


Рис. 2. Статистико-петрохимическая диаграмма янганапэйского габбро-диорит-гранодиорит-плагиогранитного комплекса. См. усл. обозначения к рис. 1.

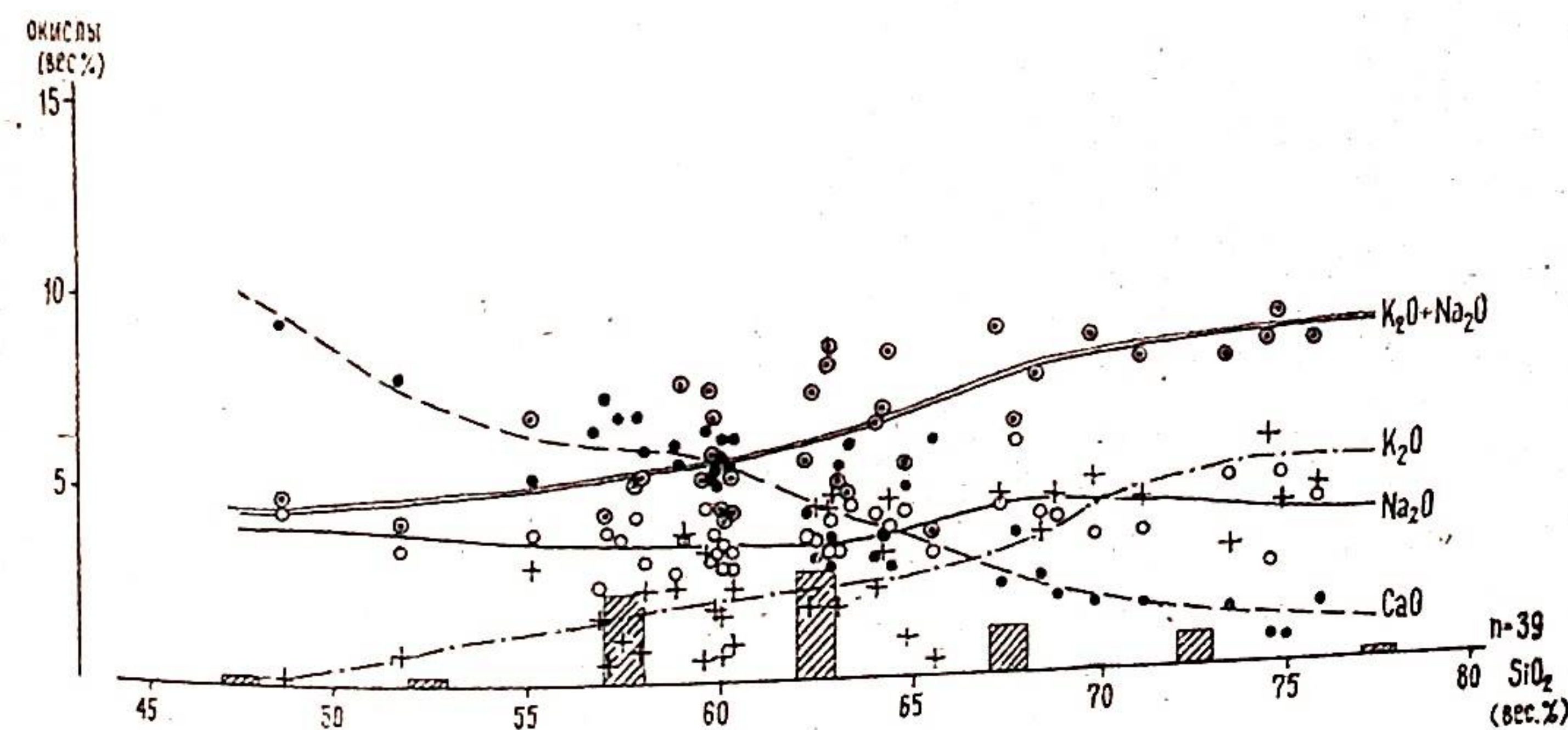


Рис. 3. Статистико-петрохимическая диаграмма конгорского габбро-диорит-гранодиоритового комплекса. См. усл. обозначения к рис. 1.

ном продолжении Тагило-Магнитогорского прогиба, имеют сходный набор пород в ранних фазах и близкие геохимические параметры. Можно предположить формирование янганапэйского, конгорского и юрмэнского комплексов за счет магмы одного состава, эволюционировавшей в зависимости от конкретной тектонической обстановки в сторону формирования плагиогранитов (янганапэйский комплекс) или гранитов (юрмэнский и конгорский комплексы). В связи с этим важное значение приобретает уточнение возраста интрузий. Единство комплексов подчер-

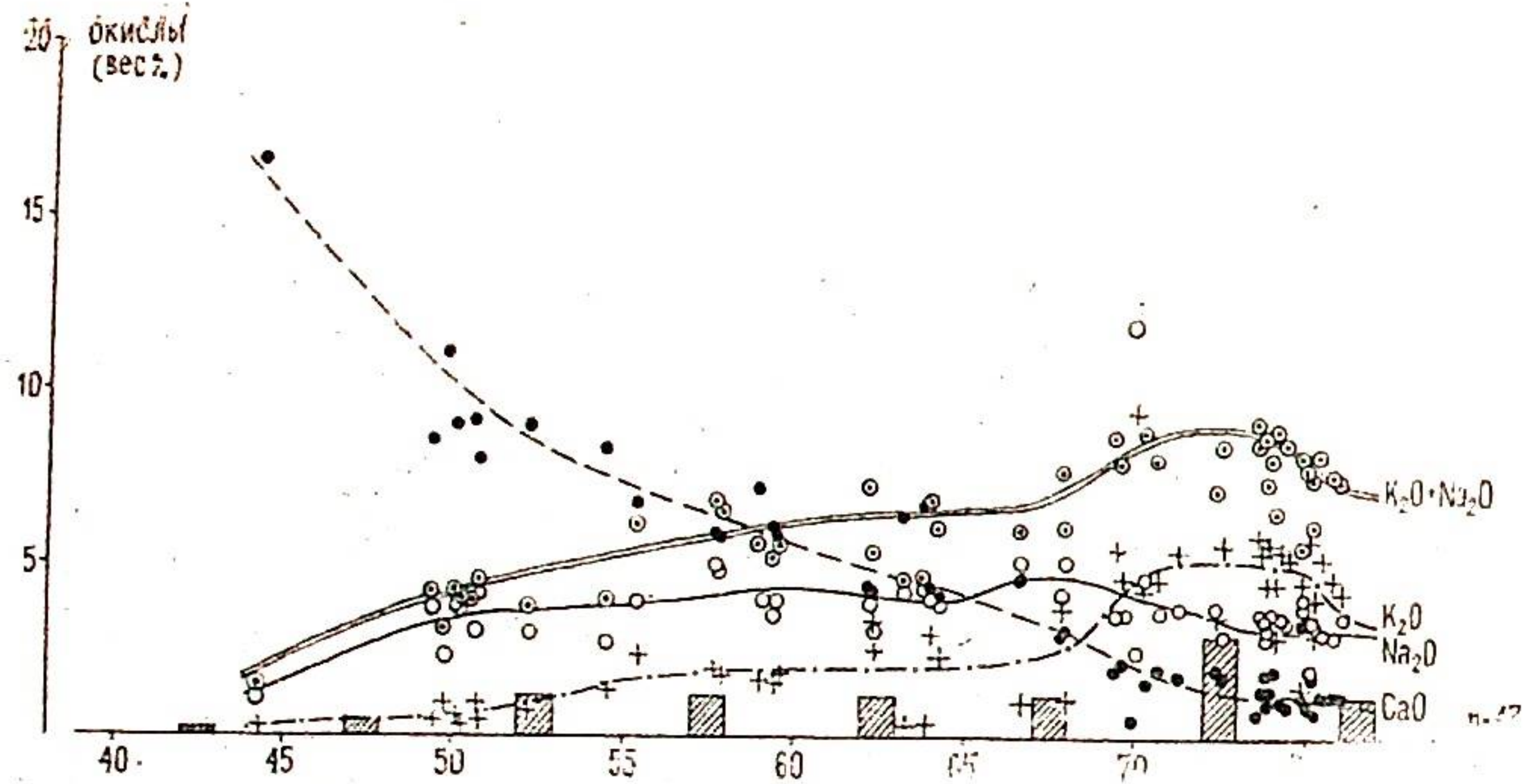


Рис. 4. Статистико-петрохимическая диаграмма юрмэнекского габбро-диорит-гранодиорит-гранитного комплекса.
См. усл. обозначения к рис. 1.

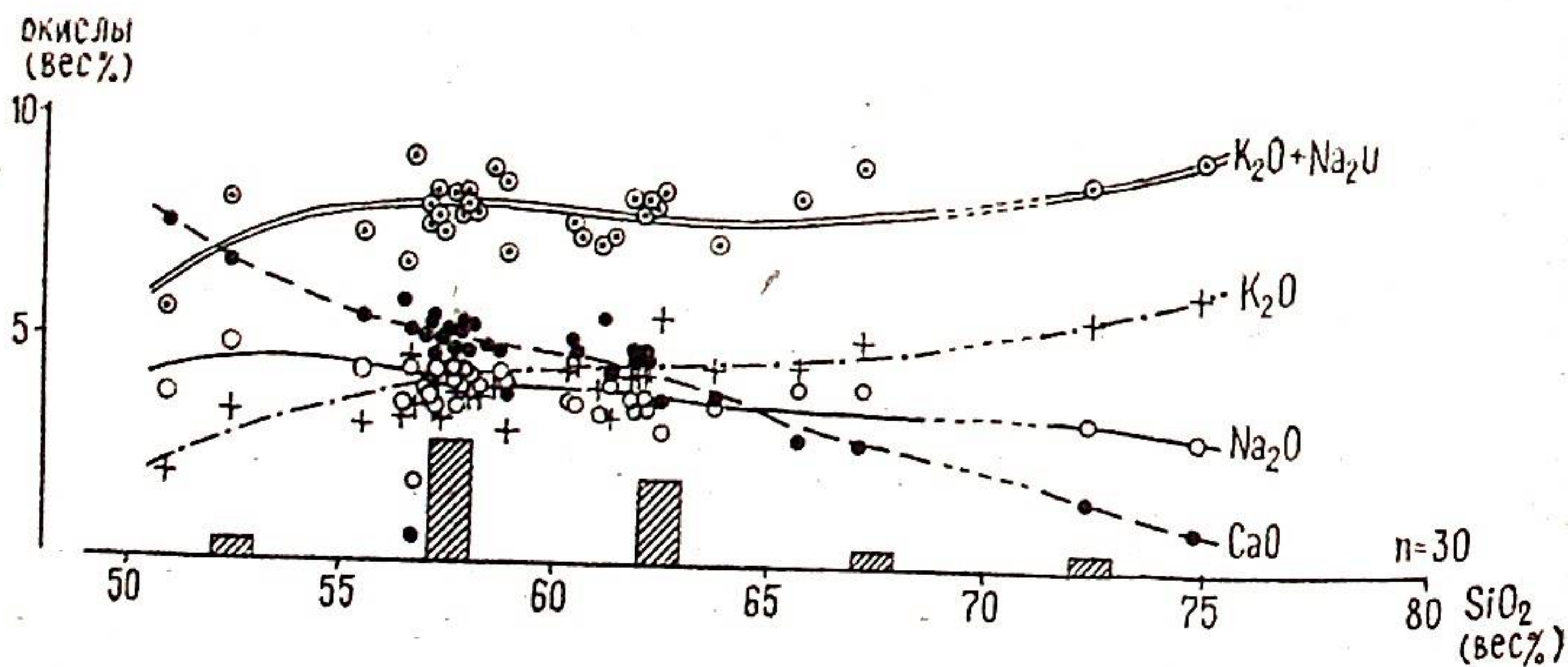


Рис. 5. Статистико-петрохимическая диаграмма торасовейского габбро-сиенито-диоритового комплекса.
См. усл. обозначения к рис. 1.

квивается наличием связанных с ними однотипных проявлений скарновых железных руд.

ЛИТЕРАТУРА

Андрейчев В. Л., Охотников В. Н. К—Аг изохронное датирование сиенито-диоритов зоны сочленения Урала и Пай-Хоя.— ДАН СССР, 1982, т. 262, № 4, с. 943—946.

Бевз Е. И. Особенности петрохимии и металлогении плагиогранит-габброидных комплексов восточного склона Полярного Урала.— В кн.: Магматизм

и металлогения севера Урала и Пай-Хоя. Сыктывкар, 1976, с. 42—57. (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР, вып. 22).
Изох Э. П. Оценка рудоносности гранитоидных формаций в целях прогнозирования.— М.: Недра, 1978.— 136 с.
Лупанова Н. П., Маркин В. В. Зеленокаменные толщи Собско-Войкарского синклинория.— М.-Л.: Наука, 1964.— 176 с.
Морковкина В. Ф. Гранодиоритовая интрузия габбро-перидотитовой формации и связанное с ней редкометалльное оруденение (Полярный урал).— М., 1958, с. 70—111. (Тр. ИГЕМ АН СССР; вып. 21).
Охотников В. Н., Фомиченко Т. А., Бевз Е. И. Юрмэнекский габбро-гранитный комплекс Полярного Урала.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР: (Ежегодник—1975). Сыктывкар, 1976, с. 73—79.
Фишман М. В., Юшкин Н. П. Гранитоидный магматизм Югорского полуострова.— В кн.: Магматизм и металлогения севера Урала и Пай-Хоя. Сыктывкар, 1976, с. 30—41. (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР; вып. 22).
Язева Р. Г., Бочкарев В. В. Постфиолитовые вулканоплутонические ассоциации, их химизм, металлогения и тектоническая позиция (на примере Полярного Урала).— Геотектоника, 1982, № 1, с. 35—43.

Рис. Гистограммы распределения значений абсолютного возраста в горных породах и минералах Приполярного Урала (Фишман и др., 1969), Ильяизского, Вангырского, Малдинского и Лапчавожского районов (полевые материалы Е. П. Калинина, В. П. Давыдова за 1971—74 гг.). «Дайкаты»: I — жильные габбро-диабазы в Вангырском, Ильяизском массивах; II — мусковитовые пегматиты Малдинского массива; III — плагиоаплиты в гранодиоритах Лапчавожского массива; IV — аплиты; V — субинтрузивные дайки кварцевых порфиров в гранитоидах Малдинского массива. «Гидротермалиты»: А — флюоритизация в гранитоидах Малдинского массива; В — молибденит в гранодиоритах Лапчавожского массива; С — горный хрусталь в Лапчавожском и Малдинском районах.

Возрастные определения, полученные по минералам: 1 — амфибол; 2 — пироксен; 3 — биотит; 4 — мусковит пегматоидных гранитов; 5 — валовые определения.

Использована советская шкала абсолютной геохронологии 1964 г.

ном Урале совпало с общей инверсией байкальской складчатой области в интервале 580—515 млн. лет (послеманьинский этап). При этом происходило формирование гранитоидов маньхембовского типа, приуроченное к ядрам антиклинальных структур и тесно связанное с комагматичными кислыми эффузивами малдинской липаритовой формации (Голдин и др. 1973). Излияния последних предшествовали внедрению гранитов. В период каледоно-варисийского цикла происходило новое оживление гранитоидного магматизма с формированием интрузий кожимского комплекса.

Результаты наших исследований в общем виде подтверждают эти два крупных цикла гранитообразования и широкое развитие процессов послемагматического метасоматоза, явившихся причиной глубоких преобразований как древних (байкальских), так и молодых (каледоно-варисийских) гранитоидов, что фактически привело к нивелировке К/Аг дат по этим разновозрастным интрузивным образованиям (см. таблицу).

Дальнейшее изучение возрастных и структурных позиций гранитообразования на севере Урала (Голдин, Калинин, Пучков, 1981 б) показало, что гранитные массивы Мань-Хамбо, Хартесский, Торговский, Сальнерский, Городкова, Маньхобею, Народинский, Неройско-Патокский, Вангырский и часть полярноуральских сформировались относительно раньше, чем расположенные западнее их Ильяизский, Малопатокский, Водораздельный, Малдинский массивы. Поднятия, сопровождавшие формирование гранитных интрузий восточной зоны, подверглись интенсивной эрозии с образованием грубообломочных толщ молассовой формации, содержащей продукты разрушения гранитов (реки Торговая, Кожимью, Лорцемпея). Граниты западной полосы в свою очередь интрузируют отложения молассы, а продукты их разрушения установлены в базальных горизонтах нижнего ордовика (водораздел рек Большого Патока и Вангыра, правобережье р. Вангыр), т. е. на более высоком эрозионном уровне.

Лапчавожского, Малдинского, Вангырского
и Ильяизского районов

| № п.п. | Номер пробы | Порода или минерал | К., % | ⁴⁰ Аг, нг/г | Возраст, млн. лет |
|---------------------------|-------------|---|-------|------------------------|-------------------|
| ЛАПЧАВОЖСКИЙ РАЙОН | | | | | |
| 1 | 8 | Роговая обманка из гранодиорита | 1,22 | 47,0 | 497 ± 25 |
| 2 | 8-1 | Биотит из гранодиорита | 6,805 | 178,7 | 352 ± 12 |
| 3 | 8-2 | Гранодиорит | 1,895 | 42,8 | 307 ± 15 |
| 4 | 8-3 | Роговая обманка из гранодиорита | | | 358 ± 20 |
| 5 | 71-А | Плагиоаплит жильный в кварцевом диорите | 0,67 | 22,3 | 436 ± 22 |
| 6 | 64 | Биотит из тоналита | 6,755 | 202,3 | 395 ± 14 |
| 7 | 64-1 | Тоналит амфибол-биотитовый | 2,23 | 61,5 | 340 ± 15 |
| 8 | 17 | Роговая обманка из тоналита | | | 384 ± 20 |
| 9 | 11 | Роговая обманка из гранодиорита | | | 374 ± 20 |
| 10 | 89 | Тоналит амфибол-биотитовый | 1,815 | 47,0 | 346 ± 16 |
| 11 | 89-1 | Биотит из тоналита | 7,071 | 141,1 | 272 ± 10 |
| 12 | 520 | Биотит из гранодиорита | | | 340 ± 15 |
| 13 | 118 | Гранодиорит биотит-амфиболовый | 2,35 | 59,8 | 340 ± 15 |
| 14 | 118-1 | Биотит из гранодиорита | 6,725 | 140,9 | 286 ± 10 |
| 15 | 109а | Тоналит серицитизированный | 0,845 | 17,77 | 286 ± 20 |
| 16 | 111 | Тоналит амфибол-биотитовый | 2,31 | 48,2 | 286 ± 13 |
| 17 | 14 | Плагиогранит с молибденитом | 2,785 | 54,5 | 278 ± 12 |
| 18 | 17 | Биотит из плагиогранита | 6,575 | 125,0 | 260 ± 9 |
| 19 | 17-1 | Плагиогранит биотит-амфиболовый | 2,39 | 39,7 | 230 ± 10 |
| 20 | 19 | Порфирит андезитовый | 1,805 | 29,3 | 226 ± 11 |
| 21 | 818 | Флогопит из хрустального погребя | | | 290 |
| 22 | 818-1 | Адуляр из хрустального погребя | | | 290 |
| 23 | 818-2 | Серицит из хрустального погребя | 8,87 | 170 | 262 ± 11 |
| МАЛДИНСКИЙ РАЙОН | | | | | |
| 24 | 1620а | Мусковит из пегматита | | | 525 ± 25 |
| 25 | 13 | Мусковит из пегматоидного гранита | 8,375 | 341,1 | 520 ± 18 |
| 26 | 12а | Гранит мусковитовый | 3,21 | 80,5 | 340 ± 15 |
| 27 | 128 | Биотит из гранита | | | 335 ± 15 |
| 28 | 28 | Гранит биотитовый | 3,26 | 79,8 | 330 ± 15 |
| 29 | 17 | То же | 3,27 | 73,1 | 304 ± 13 |
| 30 | 1 | » | 3,44 | 76,3 | 300 ± 14 |
| 31 | 221а | Биотит из гранита | | | 290 |
| 32 | 646 | Гранит с флюоритом | 3,85 | 81,0 | 290 ± 13 |
| 33 | 252 | Биотит из гранита | | | 260 |
| 34 | 168 | Гранит биотитовый | 4,06 | 79,3 | 268 ± 11 |
| 35 | 216 | Гранит-аплит микропегматитовый | 4,44 | 86,4 | 266 ± 11 |
| 36 | 142 | Гранит с турмалином | 1,905 | 42,0 | 298 ± 15 |

| № п.п. | Номер пробы | Порода или минерал | К, % | ⁴⁰ Аг, нг/г | Возраст, млн. лет |
|--------|-------------|--|--------|------------------------|-------------------|
| 37 | 186 | Гранит биотитовый | 4,335 | 87,4 | 275±11 |
| 38 | 186-1 | Биотит из гранита | 4,755 | 80,2 | 234±9 |
| 39 | 122 | Гранит с турмалином | 4,19 | 78,2 | 256±11 |
| 40 | 196 | Гранит биотитовый | 4,295 | 65,4 | 210±8 |
| 41 | 189а | Роговая обманка из габбро (догранитного) | | | 375±20 |
| 42 | 167 | Роговая обманка из габбро-диабазы (догранитный ксенолит) | | | 372±20 |
| 43 | 33 | Роговая обманка из габбро-диабазы (дайка в гранитах) | | | 358±20 |
| 44 | 39 | Роговая обманка из габбро-диабазы (послегранитного) | | | 340±20 |
| 45 | 189 | Габбро-диорит (ксенолит в гранитах) | 1,8725 | 42,05 | 300±15 |
| 46 | 189а | То же | 1,78 | 38,0 | 290±14 |
| 47 | 168а | Кварцевый порфир (дайка в гранитах) | 3,99 | 87,8 | 300±13 |
| 48 | 145 | То же | 5,265 | 90,7 | 240±10 |
| 49 | 137 | Липаритовый порфир маньинской свиты | 5,40 | 104,4 | 266±9 |
| 50 | 50 | Липаритовый порфир | | | 244±10 |
| 51 | 51 | Липаритовый порфир маньинской свиты | 6,525 | 111,3 | 240±8 |
| 52 | 9 | То же | 3,81 | 55,3 | 204±9 |
| 53 | 3484 | Серицит из хрустального гнезда | 8,36 | 170 | 278±11 |
| 54 | 3480 | То же | 8,60 | 160 | 254±11 |
| 55 | 55 | То же | | | 264±11 |

ВАНГЫРСКИЙ РАЙОН

| | | | | | |
|----|---------|---|-------|-------|----------|
| 56 | 169 | Гранит биотитовый | 3,52 | 89,2 | 342±15 |
| 57 | 158 | То же | 4,69 | 109,2 | 316±11 |
| 58 | 207 | Гранит серицитизированный | 4,27 | 84,4 | 272±17 |
| 59 | 191 | Гранит с ортитом | 4,21 | 82,3 | 268±10 |
| 60 | 2406 | Биотит из гранита | 6,815 | 140,6 | 282±10 |
| 61 | 240 | Гранит биотитовый | 4,28 | 81,0 | 266±11 |
| 62 | 246 | Гранит с ортитом | 4,275 | 80,8 | 260±10 |
| 63 | 187 | Гранит с гранатом | 3,375 | 61,2 | 252±11 |
| 64 | 150 | Гранит биотитовый с ортитом | 4,87 | 84,4 | 238±10 |
| 65 | 115 | Роговая обманка из диорита (догранитный ксенолит) | | | 378±20 |
| 66 | 171 | Аплит микропегматитовый в граните | 4,295 | 89,2 | 286±13 |
| 67 | 241 | Аплит с ортитом (дайка в граните) | 4,96 | 92,7 | 258±10 |
| 68 | 154 | Габбро-диабаз (дайка во вмещающих породах) | 0,47 | 86,6 | 1700±100 |
| 69 | 154-1 | То же | 0,45 | 105,3 | 1965±90 |
| 70 | 154-2 | Пироксен из габбро-диабазы | | | 480±20 |
| 71 | 207-III | Габбро-диабаз пироксеновый (дайка в гранитах) | 0,67 | 30,95 | 585±29 |
| 72 | 207-IV | Пироксен из габбро-диабазы | | | 484±20 |
| 73 | 248-1 | Кварцит грейзенизированный (воздействие гранитов) | 3,59 | 107,6 | 400±14 |

| № п.п. | Номер пробы | Порода или минерал | К, % | ⁴⁰ Аг, нг/г | Возраст, млн. лет |
|-------------------------|-------------|--|-------|------------------------|-------------------|
| 74 | 164 | Кварцит полевошпатовый, гранитизированный | 4,12 | 74,2 | 250±10 |
| 75 | 162 | Кварцит полевошпатовый | 2,00 | 29,6 | 206±10 |
| ИЛЬЯИЗСКИЙ РАЙОН | | | | | |
| 76 | 553 | Биотит из гранита | 7,20 | 223,0 | 410±14 |
| 77 | 553-1 | Микроклин из гранита | 8,29 | 164,15 | 272±10 |
| 78 | 553-2 | Гранит биотитовый | 3,555 | 66,9 | 270±12 |
| 79 | 536 | Биотит из гранита | 7,37 | 221,1 | 396±14 |
| 80 | 536-1 | Гранит биотитовый | 3,37 | 71,3 | 290±13 |
| 81 | 20 | То же | 6,795 | 199,1 | 388±14 |
| 82 | 106 | » | 3,655 | 103,4 | 376±13 |
| 83 | 106-1 | » | 2,73 | 51,8 | 262±12 |
| 84 | 54 | Биотит из гранита | 6,75 | 175,8 | 350±12 |
| 85 | 81 | То же | 6,64 | 173,25 | 350±12 |
| 86 | 5 | Гранит биотитовый | 4,00 | 77,65 | 266±11 |
| 87 | 509 | То же | 3,665 | 61,7 | 234±11 |
| 88 | 12 | Гранит лейкократовый | 4,045 | 105,3 | 350±12 |
| 89 | 73 | Гранит (III интрузивная фаза) | 3,665 | 88,1 | 310±14 |
| 90 | 540 | То же | 4,035 | 76,0 | 266±11 |
| 91 | 53 | Гранит микропегматитовый (IV интрузивная фаза) | 3,37 | 93,9 | 376±17 |
| 92 | 509а | Гранит аплитовидный (IV интрузивная фаза) | | | 320±14 |
| 93 | 544в | То же | 3,815 | 85,0 | 304±14 |
| 94 | 28 | » | 3,93 | 69,4 | 244±11 |
| 95 | 559 | Роговая обманка из диорита (догранитного) | | | 371±20 |
| 96 | 558 | Пироксен из габбро (догранитного) | | | 342±20 |
| 97 | 550 | Роговая обманка из кварцевого диорита | | | 340±20 |
| 98 | 565 | Адамеллит-порфир (I интрузивная фаза) | 3,81 | 78,3 | 306±14 |
| 99 | 50 | Гранодиорит (I интрузивная фаза) | 2,23 | 45,0 | 280±13 |
| 100 | 559 | Диорит (I интрузивная фаза) | 1,87 | 37,8 | 274±14 |
| 101 | 561 | Аплит микропегматитовый | 3,81 | 88,1 | 302±14 |
| 102 | 71 | Авгит из габбро-диабазы (дайка в гранитах) | | | 478±20 |
| 103 | 71-1 | Габбро-диабаз (дайка в гранитах) | 1,11 | 35,7 | 424±21 |
| 104 | 73а | Кварцево-диабазовый порфирит (дайка в гранитах) | 2,33 | 41,3 | 244±11 |
| 105 | 160 | Липаритовый порфир (эффузивная фация) | 3,96 | 68,3 | 238±11 |
| 106 | 155 | » | 4,345 | 72,2 | 230±9 |
| 107 | 155а | Инъекция кварцполевошпатовой жилы в липаритовый порфир | 6,12 | 104,15 | 236±8 |
| | | Фельзитовый порфир | 3,57 | 55,0 | 214±10 |
| 108 | 147 | Песчаник | 0,625 | 18,3 | 388±27 |
| 109 | 37 | Ороговикоманный песчаник (воздействие гранитов) | 3,375 | 62,0 | 252±19 |
| 110 | 505 | | | | |

Примечание. Пробы № 1—11, 13—20, 25, 26, 28—30, 32, 34—49, 51, 52, 56—64, 66—75, 81—86, 88, 89, 91, 94, 99, 102—109 — из сборов Е. П. Калинина, № 12, 24, 27, 31, 33, 50, 65 — из сборов М. В. Фишмана, Б. А. Голдина; № 21—23, 53—55 — из сборов В. В. Буканова; № 76—80, 87, 90, 92, 93, 95—98, 100, 101, 110 — из сборов В. П. Давыдова; № 4, 8, 9, 41—44, 65, 70, 72 — определения абсолютного возраста рассчитаны Т. А. Фомиченко по методу дисперсии двупреломления (Е. А. Кузнецов, 1964), все остальные — К/Аг методом.

Лапчавожский гранодиоритовый массив является наиболее интересным в методическом плане, так как имеет геологически установленный возраст (посленижнеордовикский), и все возрастные даты его пород и минералов можно было бы классифицировать по степени их достоверности. В результате проведенных исследований установлено, что возраст Лапчавожского массива по геологической обстановке моложе 500 ± 20 , по К/Аг датировке роговых обманок ($n=1$) 497 ± 25 , биотитов ($n=6$) $395-260$, в целом горных пород ($n=8$) $346-230$ млн. лет.

Учитывая, что К/Аг возраст жильных плагиоаплитов в гранодиоритах равен 436 ± 22 млн. лет, цифру возраста массива по роговой обманке следует считать наиболее близкой к истинной, а все определения моложе 400 млн. лет — результатом влияния более поздних метаморфических процессов. При этом этап гидротермально-метасоматических преобразований гранодиоритов с формированием молибденовой минерализации (278 ± 12 млн. лет) хорошо совпадает с абсолютным возрастом хрусталеобразования на месторождении в данном регионе ($290-262$ млн. лет по серициту, флогопиту и адуляру из хрусталоносных гнезд). Наиболее поздние процессы регионального и ретроградного по характеру метаморфизма зафиксированы в серицитизированных плагиогранитах (230 ± 10 млн. лет) и в интенсивно рассланцованных миндалекаменных андезитовых порфиритах (226 ± 11 млн. лет).

Наиболее достоверной К/Аг датой возраста гранитообразования в Вангырском районе мы считаем цифру 585 ± 29 млн. лет — это возраст жильных пироксеновых габбро-диабазов, прорывающих граниты Вангырского массива в истоках ручья Каскад (К/Аг дата самих гранитов на этом участке слишком «омоложена» — 272 ± 17 млн. лет).

К/Аг датировка самих гранитов (по валу и биотитам) показывает максимум в 342 млн. лет, истинный возраст интрузива, скорее всего, должен быть древнее этой даты. Подтверждением более древнего возраста массива служат датировки, полученные методом дисперсии двупреломления пироксенов из постгранитных даек габбро-диабазов (метод Е. А. Кузнецова, аналитик Т. А. Фомиченко), согласно которым возраст вмещающих их гранитов получается древнее — $480-484$ млн. лет.

В Вангырском районе мы впервые столкнулись с проблемой «избыточного аргона», когда свежие дайки габбро-диабазов, развитые в метаморфических толщах, зафиксировали К/Аг

цифры в $1700-1965$ млн. лет. Этот вопрос требует дополнительного методического исследования, так как из опубликованных данных (Тугаринов, 1973) известно, что пироксены способны захватывать радиогенный аргон, что и приводит к завышению реального возраста в несколько раз. В изучаемых габбро-диабазовых пироксен имеет довольно свежий облик и содержание его достигает 16%.

Таким образом, граниты главной интрузивной фации Вангырского массива следует считать докембрийскими (древнее 585 млн. лет), и это не противоречит общегеологической ситуации, выраженной в «гранитизации» хобейнских кварцитов и в ороговиковании под воздействием гранитов филлитовидных сланцев (нерасчлененных хобейнской и маньинской свит).

В Малдинском массиве единственной «реликтовой» К/Аг датой является возраст мусковитовых пегматоидных гранитов ($525-520$ млн. лет по мусковиту), которые мы считаем продуктами метасоматоза материнских гранитов главной интрузивной фации. Исходя из этого, можно предположить доордовикский (древнее 525 млн. лет) возраст гранитов Малдинского массива, хотя нельзя отрицать очевидных примеров «гранитизации» терригенных отложений ордовика, придавая последним не интрузивный, а наложенный метасоматический характер. Специфический для Малдинского массива комплекс жильных пород — субинтрузивных кварцевых порфиров — имеет К/Аг возраст от 300 до 240 млн. лет.

Граниты Ильяизского массива также в процессе своего становления и последующих метаморфических преобразований не сумели сохранить первичных К/Аг отношений. Наиболее древней датой является возраст жильных габбро-диабазов в гранитах (424 ± 21 млн. лет) и приближающийся к нему возраст биотитов из гранитов главной интрузивной фации ($396-388$ млн. лет). По-видимому, с учетом геологической ситуации (отсутствие в экзоконтакте массива достоверных отложений ордовика, интрузивный контакт гранитов с отложениями лаптопайской свиты) граниты Ильяизского массива следует считать доордовикскими.

Таким образом, проведенные геохронологические исследования показали, что для достоверной К/Аг диагностики этапов гранитообразования требуется углубленная методическая обработка и интерпретация исходного материала. Валовые определения возраста гранитоидов практически неприемлемы для выявления этапов магматизма, настолько они метаморфизованы. Более информативны минералы гранитоидов (см. рисунок). Нами подтверждается общая закономерность возрастания степени сохранности радиогенного аргона (а следовательно, степени достоверности возраста) в следующей последовательности: порода (вал) — биотит — роговая обманка. Весьма информативным оказался мусковит пегматоидных гранитов Малдинского массива,

что подтверждается аналогичными данными по Тынаготскому району (Калинин и др., 1970, 1972, 1978).

В большинстве случаев нижний предел возраста гранитных интрузий фиксируется по «реликтовым» К/Аг датам, свойственным или жильным дериватам основного ряда в пределах гранитных массивов (Вангырский и Ильяизский), или мусковитовым пегматоидным гранитам (Малдинский массив).

Серия жильных пород кислого ряда (аплиты и субинтрузивные кварцевые порфиры) значительно оторваны по К/Аг датам от жильных габбро-диабазов (300—240 млн. лет — у первых и 585—425 млн. лет — у вторых). Значительная оторванность процесса «аплитообразования» от материнских гранитов (по К/Аг датировкам возрастная разрыв до 300 млн. лет), а также эвтектический характер аплитовых выплавов позволяют предположить формирование части аплитов путем селективного плавления байкальского субстрата (Калинин, 1972) в процессе его погружения на значительные (до 10 км) глубины в период каледоно-вариссийского цикла.

Завершающие этапы гидротермальной деятельности, несущие основной объем рудной минерализации, парагенетически или генетически связаны с наложенными процессами в гранитах и характеризуются практически теми же К/Аг датами (290—254 млн. лет), что и жильные породы кислого ряда. По-видимому, активизация байкалид в период каледоно-вариссийского тектоно-магматического цикла способствовала широкому развитию гидротермально-метасоматической деятельности и формированию разнообразного комплекса рудопроявлений (Mo, W, F, B, Sp, TR), парагенетически связанных с гранитоидным магматизмом (Фишман и др., 1969).

ЛИТЕРАТУРА

- Буканов В. В. Горный хрусталь Приполярного Урала.— Л.: Наука, 1974.— 212 с.
- Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозоя севера Урала. /Б. А. Голдин, М. В. Фишман, В. П. Давыдов, Е. П. Калинин.— Л.: Наука, 1973.— 212 с.
- Голдин Б. А., Калинин Е. П., Пучков В. Н. Послераннеордовикская габбро-тоналит-гранодиоритовая ассоциация Приполярного Урала.— В кн.: Тез. докл. IV Уральской петрограф. конф., т. 2. Свердловск, 1981а, с. 49—51.
- Голдин Б. А., Калинин Е. П., Пучков В. Н. Генетические типы гранитов севера Урала и закономерности их размещения.— В кн.: Тез. докл. IV Уральской петрограф. конф., т. 2. Свердловск, 1981, с. 52—53.
- Калинин Е. П. Генетические типы гранитоидов Приполярного Урала.— В кн.: Магматизм, метаморфизм и металлогения севера Урала и Пай-Хоя. Сыктывкар, 1972, с. 46—48.
- Калинин Е. П., Суханов Н. В. Абсолютный возраст мусковитовых пегматитов Тынаготского района (Приполярный Урал).— В кн.: Материалы IV Коми республ. молод. науч. конф. Сыктывкар, 1970, с. 173—174.

Калинин Е. П., Пучков В. Н., Суханов Н. В. Проблемы геологической интерпретации калий-аргоновых дат.— В кн.: Материалы V Коми республ. молод. науч. конф. Сыктывкар, 1972, с. 192—193.

Калинин Е. П., Давыдов В. П. Гранитоидные формации севера Урала. В 2-х т. Сыктывкар, 1976.— 205 с. (I том), 38 с. (II том).

Калинин Е. П., Пучков В. Н. Анализ сложно построенного гранито-гнейсового комплекса (Тынаготский район Приполярного Урала).— В кн.: Докембрий и нижний палеозой Урала. Свердловск, 1978, с. 72—83. (Тр. ИГиГ УНЦ АН СССР, вып. 135).

Калинин Е. П., Давыдов В. П. Геохимические типы гранитоидов Приполярного Урала.— В кн.: Рудообразование и магматизм севера Урала и Тимана. Сыктывкар, 1983, с. 28—37. (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР, вып. 41).

Кузнецов Е. А. Метод сравнительной дисперсии двупреломления.— М.: Недра, 1964.

Минералогия, типоморфизм и генезис акцессорных минералов изверженных пород севера Урала и Тимана. /М. В. Фишман, Н. П. Юшкин, Б. А. Голдин, Е. П. Калинин.— Л.: Наука, 1968.— 252 с.

Основные этапы магматизма и метаморфизма в центральной зоне Приполярного и Полярного Урала. /М. В. Фишман, Н. П. Юшкин, Б. А. Голдин, Е. П. Калинин.— В кн.: Геохимия, минералогия и петрография севера Урала и Тимана. Сыктывкар, 1969, с. 7—25. (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР, вып. 13).

Тугаринов А. И. Общая геохимия.— М.: Атомиздат, 1973.

Фишман М. В. Гранитоиды приосевой зоны Приполярного Урала в связи с проблемой эволюции магматизма подвижных поясов земной коры: Докл. о содерж. совокупности выполненных и опублик. работ, предст. на соиск. учен. степени д-ра г.-м. наук.— Сыктывкар, 1971.— 55 с.

Фишман М. В., Андреичев В. Л., Естафьева А. Д. Каталог определений возраста горных пород СССР радиологическими методами (Северо-Восток европейской части СССР, север Урала, Пай-Хой, Новая Земля).— М.: ВИНТИ, 1982.— Дел. 181 с.

СОДЕРЖАНИЕ

| | |
|---|----|
| В. Н. Охотников. Петрологические критерии поисков руд, ассоциирующих с гранитоидами магматического генезиса | 3 |
| В. И. Мизин. Некоторые особенности и задачи изучения палеовулканизма севера Урала | 18 |
| М. Н. Костюхин. Граниты полуострова Канин: геология, вещественный состав, условия образования и формационная принадлежность | 24 |
| В. И. Степаненко. Позднепротерозойские базиты Канино-Тиманского региона | 40 |
| В. А. Гитев. Вулканокластические образования Байдарацкого прогиба | 51 |
| Д. Н. Ремизов. Петрохимия габбро-гранитных ассоциаций восточного склона Полярного Урала | 59 |
| Е. П. Калинин. Возраст гранитообразования на Приполярном Урале (геологическая интерпретация геохронометрических дат) | 68 |

УДК 553.042.2 (234.851)

ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ПОИСКОВ РУД, АССОЦИИРУЮЩИХ С ГРАНИТОИДАМИ МАГМАТИЧЕСКОГО ГЕНЕЗИСА. Охотников В. Н.— В кн.: Магматизм севера Урала и Тимана. Сыктывкар, 1985, с. 3—17. (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР, вып. 53).

Рассматриваются признаки продуктивных гранитоидных образований, разработанные на основе сравнения интрузий разных возраста и генетической принадлежности, сопровождаемых и несомпрождаемых скоплениями руд. Библиогр.—16.

УДК 552.313+552.333 (234.851).

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ И ЗАДАЧИ ИЗУЧЕНИЯ ПАЛЕОВУЛКАНИЗМА СЕВЕРНОГО УРАЛА. Мизин В. И.— В кн.: Магматизм севера Урала и Тимана. Сыктывкар, 1985, с. 18—23. (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР, вып. 53).

Приводятся наиболее общие особенности вулканизма на севере Урала, подчеркивается роль его в металлогении региона, делаются выводы о важнейших направлениях дальнейших исследований.

Библиогр.—7.

УДК 552.321.1 (234.83).

ГРАНИТЫ ПОЛУОСТРОВА КАНИН: ГЕОЛОГИЯ, ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ, УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И ФОРМАЦИОННАЯ ПРИНАДЛЕЖНОСТЬ. Костюхин М. Н.— В кн.: Магматизм севера Урала и Тимана. Сыктывкар, 1985, с. 24—39. (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР, вып. 53).

В статье содержатся результаты исследования двуслюдных гранитов п-ова Канин. Приведены новые данные по геологии, возрасту, петрографии, минералогии и геохимии этих образований. Расшифровываются РТ-условия их образования, определяется принадлежность к плутонической (S-типа) гранитной формации, дается оценка рудоносности.

Рис. 4, табл. 5. Библиогр.—18.

УДК 552.322.91 (234.83).

ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ БАЗИТЫ КАНИНО-ТИМАНСКОГО РЕГИОНА. Степаненко В. И.— В кн.: Магматизм севера Урала и Тимана. Сыктывкар, 1985, с. 40—50. (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР, вып. 53).

Позднепротерозойские базиты Канино-Тиманского региона по формационно-петрохимической характеристике отвечают континентальным толентам. Подразделяются на три группы: 1 — интрузивные габбро-диабазы зон крупных разломов, 2 — дайки и силлы многоосинклинали, 3 — дайки и силлы зоны перехода от перикратона к многоосинклинали. Различие горных пород в группах обусловлено отличиями в динамике внедрения базальтовой магмы.

Рис. 4, табл. 1. Библиогр.—13.

УДК 552.313.8+553.2 (234.851).

ВУЛКАНОКЛАСТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ БАЙДАРАЦКОГО ПРОГИБА. Гитев В. А.— В кн.: Магматизм севера Урала и Тимана. Сыктывкар, 1985, с. 51—58. (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР, вып. 53).

Приведена геолого-петрографическая характеристика вулканогенных образований в Байдарацком прогибе. Установлено преобладание вулканокластических пород. Выявлены вулканические аппараты центрального типа. Отмечена связь с ними гидротермально-метасоматического оруденения. Предложены критерии поисков медно-колчеданных и колчеданно-полиметаллических руд.

Библиогр.—4.

УДК 552.321 (234.851).

ПЕТРОХИМИЯ ГАББРО-ГРАНИТНЫХ АССОЦИАЦИЙ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА ПОЛЯРНОГО УРАЛА. Ремизов Д. Н.— В кн.: Магматизм севера Урала и Тимана. Сыктывкар, 1985, с. 59—67. (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР, вып. 53).

На основе статистико-петрохимического анализа проведено сравнение пяти габбро-гранитных комплексов восточного склона Полярного Урала. Делается вывод о единой генетической принадлежности комплексов.

Рис. 5, табл. 2. Библиогр.—8.

УДК 550.93:552.3 (234.851).

ВОЗРАСТ ГРАНИТООБРАЗОВАНИЯ НА ПРИПОЛЯРНОМ УРАЛЕ (ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГЕОХРОНОМЕТРИЧЕСКИХ ДАТ). Калинин Е. П.— В кн.: Магматизм севера Урала и Тимана. Сыктывкар, 1985, с. 68—77. (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР, вып. 53).

Приведена геологическая интерпретация К/Аг изотопных датировок на примере Лалчавожского тоналит-гранодиоритового и Вангырского, Малдинского, Ильяизского гранитных массивов. Подтверждено наличие на Приполярном Урале двух крупных циклов гранитообразования (байкальского и каледоно-вариссийского). Установлена связь редкометалльного рудогенеза с эпохой каледоно-вариссийской активизации байкальских гранитоидов.

Рис. 1, табл. 1. Библиогр.—16.

МАГМАТИЗМ СЕВЕРА УРАЛА И ТИМАНА

Редактор О. П. Сорокина
Техн. редактор М. А. Сазанская
Корректор Л. П. Мосунова
Художник Т. Н. Коданева

Сдано в набор 12.12.84. Подписано в печать 28.02.85. Ц03163.
Формат 60×90¹/₁₆. Бум. типографская № 1. Печать высокая. Уч.-изд. л. 5.
Усл. печ. л. 5. Тираж 400. Заказ № 7327. Цена 30 коп.

Городская типография Государственного комитета Коми АССР по делам
издательств, полиграфии и книжной торговли.
169830, г. Инта, ул. Чернова, 1.