

# ГЕОХИМИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ МЕТАСОМАТОЗА



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ

550.4  
+ 552.11  
553.2a

# ГЕОХИМИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ МЕТАСОМАТОЗА

Ответственный редактор  
канд. геол.-мин. наук Э. И. Пополитов



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

Новосибирск · 1975



1426

В сборнике изложены результаты комплексных петролого-геохимических исследований метасоматических образований Восточной Сибири и Монгольской Народной Республики в связи с различными гранитоидными формациями. Рассмотрены основные петрогеохимические особенности и условия формирования метасоматитов и гранитоидов в зонах глубинных разломов, в областях проявления ультраметаморфизма, в массивах альбитизированных, литий-фтористых и других геохимических типов гранитоидов.

Рассмотрены закономерности температурной и кислотно-щелочной эволюции минеральных парагенезисов в карбонатитовом процессе, показано влияние глубинности и давления на характер минеральных ассоциаций карбонатитов.

Книга предназначена для геохимиков, петрографов и минералогов.

## О ВЛИЯНИИ КИСЛОТНОСТИ-ЩЕЛОЧНОСТИ НА РАВНОВЕСИЯ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ И АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ

Почти все минералы и прежде всего породообразующие — это различного типа твердые растворы, которым отводится особая роль как возможным индикаторам условий формирования горных пород. В этом отношении фазы переменного состава отличаются от минералов постоянного состава. Если стабильность последних позволяет судить лишь о границах минеральных фаций, то равновесия фаз переменного состава дают возможность последовательно выделить ступени минеральных равновесий, так как каждой ступени равновесия (в отношении интенсивных параметров системы) соответствуют определенные составы сосуществующих минералов.

Изучение природных процессов различного типа (и особенно метасоматических) показывает, что на минеральные равновесия существенно влияют не только температура и давление, но и щелочность минералообразующей среды. Щелочность-кислотность во многих случаях — главнейший фактор равновесия гетерогенных систем, включающих как водные растворы, так и расплавы. Изменение щелочности-кислотности природных систем в силу кислотно-основного взаимодействия компонентов должно вызывать закономерные изменения минеральных парагенезисов и состава ассоциирующихся минералов, так что каждой ступени равновесия (в отношении щелочности-кислотности) должны отвечать определенные составы сосуществующих минералов при прочих равных условиях. В связи с этим равновесия минералов переменного состава могут служить индикатором как  $T$ - $p$ -условий минералообразования, так и условий щелочности-кислотности.

Важный вклад в решение проблемы «рН-метрии» природных процессов внесли работы Д. С. Коржинского, который, в частности, рассматривал термодинамические потенциалы открытых систем с внешне задаваемой кислотностью ( $\mu_{H^+}$ ) и вывел уравнения, позволяющие судить о зависимости валовых коэффициентов активности компонентов от кислотности водного раствора (Коржинский, 1956, 1957, 1965):

$$\frac{d \ln f_i^s}{d \ln a_{H^+}} = \pm z \alpha_i, \quad (1)$$

где  $f_i^s$  — валовой коэффициент активности компонента  $i$ ,  $a_{H^+}$  — активность протона,  $z$  — средний заряд ионизированных частиц  $i$ ,  $\alpha_i$  — степень ионизации компонента  $i$ ; знак (+) относится к кислотным компонентам, а знак (—) — к основным компонентам.

Активность неионизированной формы компонента  $a_i$  и валовой коэффициент активности связаны следующей зависимостью (Коржинский, 1956):

$$a_i = f_i^s C_i^s, \quad (2)$$

где  $C_i^s$  — суммарная концентрация компонента  $i$ , равная сумме концентраций ионизированных и неионизированных форм компонента  $i$ . При условии постоянства  $C_i^s$  с учетом равенства  $\ln a_{H^+} = -2,3pH$  можно записать:

$$\left(\frac{\partial \ln a_i}{\partial pH}\right)_{T,p,C_i^s} = \mp 2,3z\alpha_i. \quad (3)$$

(Частные производные берутся при постоянстве всех независимых переменных, кроме одной, по которой производится дифференцирование. Далее индексы у частных производных опускаются.)

Поскольку химический потенциал компонента  $\mu_i = \mu_0 + RT \ln a_i$  (где  $\mu_0$  — функция температуры и давления), при постоянных и произвольных  $T$ ,  $p$  и валовой концентрации компонента  $C_i^s$

$$\frac{\partial \mu_i}{\partial pH} = \mp 2,3RTz\alpha_i. \quad (3a)$$

В уравнениях (3) и (3a) знак (+) относится к основным компонентам, а знак (—) — к кислотным компонентам.

Уравнения (1), (3), (3a) позволяют заключить, что при понижении pH раствора повышается устойчивость неионизированных форм кислот и понижается устойчивость неионизированных форм оснований. Этот эффект тем значительнее, чем сильнее кислота или основание (чем больше, в первую очередь,  $\alpha_i$ ). Поэтому повышение кислотности раствора благоприятствует реакциям замещения с вытеснением более сильных оснований более слабыми, а более слабых кислот — более сильными (Коржинский, 1957). Следовательно, при понижении pH раствора должна повышаться устойчивость солей сильных кислот и слабых оснований по отношению к солям слабых кислот и сильных оснований.

Приведенные уравнения (1), (3), (3a) позволяют рассмотреть характер изменения состава твердых растворов в зависимости от режима кислотности-щелочности (pH) водного раствора. Так как степени ионизации ( $\alpha$ ) компонентов в растворе

$$\alpha_i \neq \alpha_j \neq \dots \neq \alpha_k,$$

то в общем случае имеют место следующие неравенства:

$$\frac{\partial \mu_i^e}{\partial pH} \neq \frac{\partial \mu_j^e}{\partial pH} \neq \dots \neq \frac{\partial \mu_k^e}{\partial pH}, \quad (4)$$

где  $i, j, \dots, k$  — компоненты разной основности;  $\mu_i^e, \mu_j^e, \dots$  — химические потенциалы этих компонентов в водном растворе. При условии равновесия в системе водный раствор — твердый раствор  $\mu_i^e = \mu_i^s$  и  $d\mu_i^e = d\mu_i^s$  (индекс  $s$  относится к твердой фазе). Отсюда в соответствии с (4) следует, что в общем случае

$$\frac{\partial \mu_i^s}{\partial pH} \neq \frac{\partial \mu_j^s}{\partial pH} \neq \dots \neq \frac{\partial \mu_k^s}{\partial pH}. \quad (5)$$

Если  $i$  более основной компонент, чем  $j$ , то  $\frac{\partial \mu_i}{\partial pH} > \frac{\partial \mu_j}{\partial pH}$ . Поэтому при повышении щелочности водного раствора находящийся в равновесии с ним твердый раствор будет обогащаться компонентом  $i$  относительно компонента  $j$ , т. е. в фазе переменного состава будет уменьшаться мольная доля компонента  $x_j$ .

Следовательно, полагается, что в гетерогенной системе, включающей водный раствор и твердый раствор, состав компонента  $x_j$  варьирует при

изменении рН водного раствора, т. е.  $x_j = \varphi(\mu_j) = \varphi[\psi(\text{pH})]$ . В дифференциальной форме эту зависимость можно представить следующим образом:

$$dx_j = \frac{\partial x_j}{\partial \mu_j} d\mu_j = \frac{\partial x_j}{\partial \mu_j} \frac{\partial \mu_j}{\partial \text{pH}} d\text{pH}. \quad (6)$$

Согласно (3а) частные производные вида  $\frac{\partial \mu_i}{\partial \text{pH}} \neq 0$ , а согласно одному из основных термодинамических соотношений в случае изменения состава твердого раствора  $\frac{\partial \mu_j}{\partial x_j} \neq 0$ , т. е. обратная функция  $\frac{\partial x_j}{\partial \mu_j} \neq 0$ . Отсюда справедливо неравенство  $\frac{\partial x_j}{\partial \text{pH}} \neq 0$ , свидетельствующее о том, что при произвольных и постоянных  $T$  и  $p$  мольная доля компонента  $j$  в фазе переменного состава является функцией рН водного раствора.

Пусть в равновесии с водным раствором находится твердый раствор, в котором компоненты  $i$  и  $j$  изоморфно замещают друг друга, причем  $i$  более основной компонент, чем  $j$ . Рассматривая совместно (3а) и (6), определим характер функциональной связи между  $x_i = \frac{n_i}{n_i + n_j}$  и кислотностью-щелочностью (рН) водного раствора. Очевидно, что при повышении рН водного раствора фаза переменного состава будет обогащаться компонентом  $i$  и обедняться компонентом  $j$ , т. е. между  $x_i$  и рН установятся прямые отношения:

$$\frac{\partial x_i}{\partial \text{pH}} > 0, \quad (7)$$

а между  $x_j$  и рН — обратные отношения:

$$\frac{\partial x_j}{\partial \text{pH}} < 0. \quad (7a)$$

Соотношения (7) и (7а) — важное следствие из уравнений (1), (3а). Наличие функциональной связи между  $x_i$  и рН позволяет считать состав твердых растворов индикатором режима кислотности-щелочности действующего раствора в ходе процессов минералообразования.

Пусть при произвольных и постоянных температуре и давлении действующий раствор, щелочность которого равна рН<sub>1</sub>, взаимодействует с боковыми породами, поровые растворы которых имеют щелочность, равную рН<sub>2</sub>. При формировании метасоматической колонки между тыловой и внешней зонами установится градиент щелочности  $\Delta \text{pH} = \text{pH}_1 - \text{pH}_2$ , имеющий положительное или отрицательное значение в зависимости от состава боковых пород и температурного режима процесса.

Наличие градиента рН при формировании метасоматической колонки вызовет определенные изменения состава фаз — твердых растворов в зонах колонки согласно соотношениям (7) и (7а). Если боковые породы имеют различный состав, то при взаимодействии с ними действующего раствора образуется ряд фацialsных типов метасоматических колонок («фацции по исходным породам»). При этом может наблюдаться три основных случая изменения состава твердых растворов, например, в отношении компонента  $j$ :

$$a) \frac{\partial x_j}{\partial x} < 0; \quad б) \frac{\partial x_j}{\partial x} > 0; \quad в) \frac{\partial x_j}{\partial x} = 0, \quad (8)$$

где  $x$  — расстояние от оси тела до данного сечения колонки. В соответствии с (7а) каждый из этих случаев определяет характер изменения ще-

лочности минералообразующей среды от тыловой зоны колонок к внешней:

$$a) \frac{\partial pH}{\partial x} > 0; \quad б) \frac{\partial pH}{\partial x} < 0; \quad в) \frac{\partial pH}{\partial x} = 0. \quad (8a)$$

В случае а) воздействующий раствор был по отношению к боковой породе щелочным, в случае б) — кислым. Постоянство  $x_j$  в колонке в) характеризует, по всей вероятности, породы, которым воздействующий раствор соответствовал по щелочности.

Таким образом, при исследовании природных процессов можно независимо путем оценки относительную щелочность воздействующего раствора в каждую температурную стадию и определить направленность изменения этого параметра в ходе всего процесса минералообразования. Для этих целей могут быть выбраны как породообразующие, так и акцессорные минералы переменного состава.

Особое положение среди природных твердых растворов занимают фемические минералы — пироксены, оливины, биотиты, амфиболы и другие, пользующиеся широким распространением в породах разного типа и сильно варьирующие по составу (ряды флогопит — аннит, истонит — сидерофиллит, диопсид — геденбергит — эгириц, форстерит — фаялит, арфведсонит — рибекит и др.). В связи с этим такая петрохимическая характеристика, как железистость темноцветных минералов ( $f = \frac{Fe}{Fe + Mg}$ ), может служить важным индикатором режима кислотности-щелочности в процессах гидротермального минералообразования (Самойлов, 1967).

Если (7) и (7а) отражают случай, когда  $i$  и  $j$  соответственно магнезиальный и железистый компоненты, то при повышении pH водного раствора темноцветные минералы должны все более обедняться железистым компонентом (миналом) и обогащаться магнезиальным миналом, т. е. между железистостью и pH должны установиться обратные соотношения:

$$\frac{\partial f}{\partial pH} < 0. \quad (7б)$$

Примером оценки относительной щелочности воздействующего раствора и определения изменения pH гидротермального раствора во времени (по мере падения температуры) могут служить данные по изучению особенностей изменения состава фемических минералов в карбонатитах и щелочно-карбонатных метасоматитах Малосаянского щелочно-ультраосновного массива в Восточной Сибири (Самойлов и др., 1972). Указанные породы формировались в постмагматический этап становления массива (этап карбонатитообразования). Внутри этого этапа установлены три стадии с последовательностью, обычной для большей части комплексных массивов (Самойлов, Гормашева, 1966).

В раннюю стадию образовались кальцитовые карбонатиты, альбититы, канкринитовые породы, относящиеся к альбит-кальцитовой температурной фации (420—550°C), во вторую стадию — доломит-кальцитовые карбонатиты и альбититы амфибол-доломит-кальцитовой температурной фации (300—420°C). В позднюю стадию этапа карбонатитообразования развились доломитовые и анкеритовые карбонатиты хлорит-серицит-анкеритовой фации (200-330°C) (Самойлов, Пожарицкая, 1969). Субстратом для карбонатитов и щелочно-карбонатных метасоматитов служили породы самого различного состава — ультраосновного, ийолит-мельтейгитового, нефелин-сиенитового, гранитоидного, кварц-мусковитовые сланцы. Это в значительной степени обусловило разнообразие фациальных типов метасоматитов (метасоматических колонок). Тела, сложенные щелочно-карбонатными породами, имеют зональное строение. Зональность эта — типично метасоматическая, с уменьшением числа ассоциирующихся фаз на единицу от внешней зоны к внутренней

и тенденцией к формированию в тыловых частях тел мономинеральных карбонатитов.

В метасоматических породах в качестве породообразующих постоянно присутствуют те или иные темноцветные минералы — биотиты (ряда флогопит — аннит), пироксены (ряда диопсид — геденбергит — эгириин), амфиболы (большей частью ряда эккерманит — магнезиоарфведсонит — магнезиорибекит). Значения общей железистости ( $f$ ) этих фаз широко варьируют. Так, для пироксена установлены значения  $f$ , равные 12—98, для слюд — 24—72, для амфиболов — 14—51. Наиболее широко представлены пироксены и биотиты, наблюдающиеся практически во всех фацциальных типах метасоматитов первой и второй стадий. Амфиболы в ранних метасоматитах встречены только в апосиенитовой, апогранитоидной, апосланцевой колонках; значительно шире они развиты в доломит-кальцитовых карбонатитах и сопряженных с ними альбититах. В анкеритовых и доломитовых карбонатитах биотиты неустойчивы, пироксен проявлен локально и представлен почти чистым эгирином; амфибол также развит слабо.

Приведенные данные (рис. 1, 2) позволяют говорить о закономерном изменении общей железистости пироксенов, биотитов и амфиболов в колонках разного типа в зависимости от состава исходных пород. Это дает возможность определить относительную щелочность карбонатитообразующих растворов в разные стадии процесса. В самом деле, в соответствии с (8), (8а) и (7б) можно заключить следующее:

а) в раннюю стадию карбонатитообразования воздействующий раствор был кислым по отношению к породам ийолит-мельтейгитового и нефелин-сиенитового состава,  $\Gamma$

вместе с тем этот же раствор был щелочным по отношению к породам гранитоидного состава и кварц-мусковитовым сланцам; поскольку в апосиенитовой колонке состав темноцветных минералов практически не меняется, можно предположить, что щелочность (рН) карбонатитообразующих растворов в раннюю стадию была близка к щелочности пород сиенитового состава (или щелочности поровых растворов пород сиенитового состава);

б) во вторую стадию карбонатитообразования воздействующий раствор оставался кислым по отношению к нефелинсодержащим породам и щелочным по отношению к кварцсодержащим породам; в то же время этот раствор был уже кислым по отношению к породам сиенитового состава;

в) падение температуры в ходе процесса карбонатитообразования сопровождалось уменьшением щелочности воздействующих растворов.

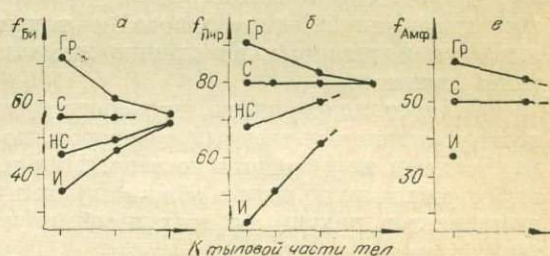


Рис. 1. Характер изменения общей железистости ( $f$ ) темноцветных минералов щелочно-карбонатных метасоматитов по зонам метасоматических колонок (ранняя стадия).

а — биотиты; б — пироксены; в — амфиболы. Колонки: И — апоийолитовая, НС — апопнефелин-сиенитовая, С — апосиенитовая, Гр — апогранитоидная.

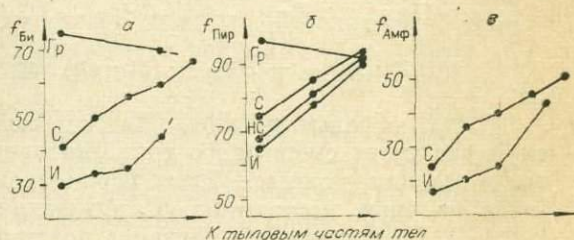


Рис. 2. Характер изменения железистости темноцветных минералов щелочно-карбонатных метасоматитов по зонам метасоматических колонок (вторая стадия).

а — биотиты; б — пироксены; в — амфиболы. Усл. обозн. см. рис. 1.

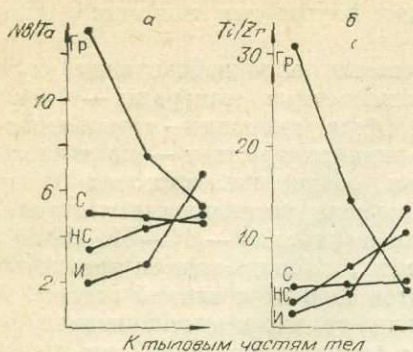


Рис. 3. Характер изменения ниобий-танталового (а) и титан-циркониевого (б) отношений по зонам метасоматических колонок (ранняя стадия).

Усл. обозн. см. рис. 4.

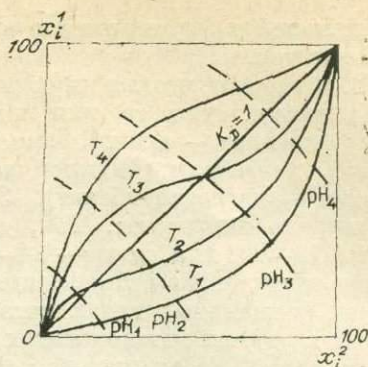
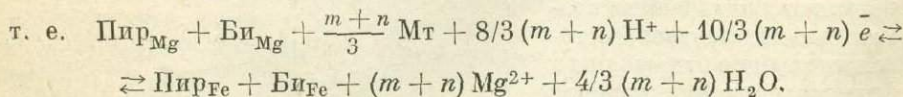
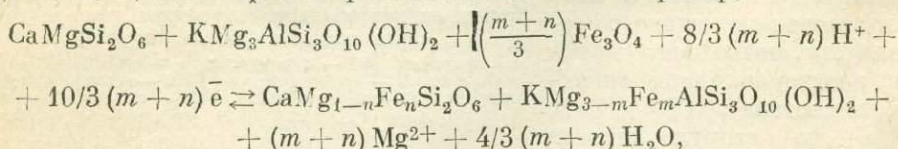


Рис. 4. Диаграмма соответствия составов твердых растворов 1 и 2. Сплошные линии — изотермы ( $T_1 > T_2 > T_3 > T_4$ ), прерывистые — линии одинаковой кислотности-щелочности ( $pH_1 > pH_2 > pH_3 > pH_4$ ).  $x_i = \frac{n_j}{n_i + n_j}$ , причем  $j$  более основной компонент, чем  $i$ .

В карбонатах ранней стадии карбонатитообразования изучалось также поведение ряда редких элементов — ниобия, тантала, титана и циркония и изменение ниобий-танталового и титан-циркониевого отношений по зонам метасоматических колонок разного фациального типа. И в данном случае прослеживается четкая связь между составом замещаемых пород и величиной рассматриваемых отношений (рис. 3), причем изменение ниобий-танталового и титан-циркониевого отношений оказывается идентичным изменению железистости темноцветных минералов метасоматитов.

Следует подчеркнуть, что соотношения (7—7б) касаются не только состава отдельных твердых растворов, но и парагенезисов с несколькими минералами переменного состава. При изменении рН минералообразующей среды должно идти в общем случае вытеснение одного из изоморфных компонентов другим во всех ассоциирующихся фазах переменного состава:

$A_{Mg} + B_{Mg} + C_{Mg} + \dots + pH^+ + \bar{g}e \rightleftharpoons A_{Fe} + B_{Fe} + C_{Fe} + \dots$ ,  
где  $A, B, C, \dots$  — фазы переменного состава. Например,



Таким образом, реакции кислотно-основного взаимодействия относятся к реакциям смещенного типа. Распределение изоморфных компонентов в ассоциирующихся фазах переменного состава в зависимости от рН раствора (при постоянных  $T, p$ ) можно проиллюстрировать диаграммой (рис. 4). Понижение рН раствора должно вызывать смещение точек соответствия составов сосуществующих твердых растворов вдоль определенной изотермы слева направо так, что, например, общая железистость фемических минералов закономерно возрастает.

Количественный характер распределения изоморфных компонентов в каких-либо твердых растворах в зависимости от рН действующего

раствора должен каждый раз определяться, исходя из конкретных уравнений смещенного равновесия с учетом минерального и химического состава системы. При этом важно знать экстенсивные и интенсивные факторы равновесия, ибо составы переменных минералов, находящихся в равновесии, целиком определяются составом системы в отношении инертных компонентов и внешними термодинамическими параметрами.

Многие исследователи, изучавшие распределение редких элементов в минералах горных пород различного генезиса, установили, что при прочих равных условиях в разных фазах концентрируются неодинаковые количества редких элементов; ассоциирующиеся порообразующие и редкометалльные минералы характеризуются различными редкометалльными отношениями. Эффект неравномерного обогащения минералов изоморфными компонентами распространяется и на порообразующие компоненты. Впервые это было отмечено Рамбергом (Ramberg, 1952), который, показав, что сила гипотетических кремневых кислот увеличивается в последовательности: ортосиликат—диортосиликат—метасиликат с цепочечным радикалом — метасиликат с ленточным радикалом — диметасиликат со слоистым радикалом — каркасный силикат, пришел к выводу, что обмен катионами между двумя солями кислородных кислот происходит так, что наиболее электроположительный (основной) металл соединяется с наиболее кислотным анионом, а менее электроположительный — с менее кислотным анионом.

Для ряда систем (биотит — гранат, гранат — амфибол, пироксен — гранат и др.) правило Рамберга справедливо в широком диапазоне  $T$  и  $p$ , причем обычно с ростом температуры и давления степень прочности связей катионов Mg и Fe с кислородом тетраэдров в равновесных минералах стремится к выравниванию (Перчук, 1970). В то же время правило Рамберга имеет ограниченное применение и распространяется лишь на системы, в которых распределение компонентов между фазами приближается к идеальному (при постоянных  $T$  и  $p$ ). В остальных случаях влияние избыточных термодинамических функций (в основном коэффициентов активностей) оказывается настолько значительным, а их вклад в энергию кристаллической решетки настолько фундаментальным, что при прочих равных условиях резко изменяется степень ионности связей, которая и определяется соотношением коэффициентов активностей компонентов в сосуществующих минералах (Перчук, 1970). Особенно четко это фиксируется по наличию экстремальных соотношений в отдельных системах (амфибол — пироксен, биотит — пироксен и др.), когда осуществляется переход от соотношения  $x_i^1 > x_i^2$  к соотношению  $x_i^1 < x_i^2$  (см. рис. 4).

Следовательно, правило Рамберга не может объяснить всех особенностей распределения изоморфных компонентов между ассоциирующимися фазами и в этом смысле является частным.

В более общем виде при постоянных температуре и давлении распределение компонентов должно подчиняться правилу Коржинского: повышение кислотности системы благоприятствует реакциям замещения с вытеснением более сильных оснований более слабыми, а более слабых кислот — более сильными (Коржинский, 1956, 1957).

По кислотно-основным свойствам различаются не только отдельные компоненты, но и минеральные фазы. Последние, как показано В. А. Жариковым (1967), определяются разными кислотно-основными характеристиками. В связи с этим распределение компонентов между парагенными минералами переменного состава должно быть в основном неидеальным (хотя в отдельных случаях может и приближаться к идеальному), т. е. должны выполняться неравенства

$$\frac{\partial x_i^1}{\partial pH} \neq \frac{\partial x_i^2}{\partial pH} \neq \dots \neq \frac{\partial x_i^{\Phi}}{\partial pH}, \quad (9)$$

где 1, 2, . . . ,  $\phi$  — фазы с разными кислотно-основными свойствами.

В неравенствах (4) и (5) в качестве отдельных компонентов могут быть представлены отдельные миналы. Пусть  $i$  и  $j$  — крайние члены одного ряда (например, пироксенового), а  $p$  и  $q$  — крайние члены другого ряда (например, оливинового), причем по основности  $p > i > q > j$ . Тогда в соответствии с (3а)

$$\frac{\partial \mu_p}{\partial p\text{H}} > \frac{\partial \mu_i}{\partial p\text{H}} > \frac{\partial \mu_q}{\partial p\text{H}} > \frac{\partial \mu_j}{\partial p\text{H}}$$

или, согласно (7) и (7а),

$$\frac{\partial x_p}{\partial p\text{H}} > 0; \quad \frac{\partial x_i}{\partial p\text{H}} > 0; \quad \frac{\partial x_p}{\partial p\text{H}} > \frac{\partial x_i}{\partial p\text{H}}.$$

Если  $p$  и  $i$  — магнизиальные миналы, а  $q$  и  $j$  — железистые миналы, то можно записать также, что

$$\frac{\partial x_{\text{Mg}}^1}{\partial p\text{H}} > \frac{\partial x_{\text{Mg}}^2}{\partial p\text{H}},$$

где фаза 1 более основная, чем фаза 2.

В общем виде, если ассоциируются несколько фаз переменного состава, причем по основности  $1 > 2 > \dots > \phi$ , то

$$\frac{\partial x_i^1}{\partial p\text{H}} > \frac{\partial x_i^2}{\partial p\text{H}} > \dots > \frac{\partial x_i^\phi}{\partial p\text{H}}. \quad (10)$$

При этом при постоянных  $T$  и  $p$  все частные производные имеют один знак, т. е. одновременно или больше, или меньше нуля, так как при изменении  $p\text{H}$  водного раствора должно идти вытеснение одного из изоморфных компонентов другим во всех твердых растворах (например,  $\frac{\partial f}{\partial p\text{H}} < 0$ ).

Следовательно, если в равновесии находятся два (или несколько) твердых растворов, то при повышении кислотности минералообразующей среды более основная фаза обогащается менее основным изоморфным компонентом относительно менее основной фазы (при прочих равных условиях).

На диаграмме (рис. 5) приведены два возможных случая изменения  $x_i$ . Видно, что первый вариант (рис. 5,а) — более общий. Разность  $\frac{\partial x_i^1}{\partial p\text{H}} - \frac{\partial x_i^2}{\partial p\text{H}}$  тем больше, чем более основными свойствами обладает фаза 1 по отношению к фазе 2. Если кислотно-основные характеристики каких-либо фаз близки, то  $\frac{\partial x_i^1}{\partial p\text{H}} - \frac{\partial x_i^2}{\partial p\text{H}} \approx 0$  и распределение близко к идеальному.

Железистость парагенных фемических минералов (рис. 6) зависит от режима щелочности в метасоматических системах разного генетического типа — карбонатитовых и скарновых (а, б). Шпинель является более основной фазой по отношению к форстериту и пироксену в стандартных условиях (Жариков, 1967). Данные рис. 6,а, б свидетельствуют о том, что и при температурных условиях формирования магнизиальных скарнов (800—850°C) эти соотношения не меняются: железистость шпинели при изменении  $p\text{H}$  минералообразующей среды варьирует в большей степени, чем железистость оливина и пироксена, т. е.

$$\frac{\partial x_{\text{Fe}}^{\text{Шп}}}{\partial p\text{H}} > \frac{\partial x_{\text{Fe}}^{\text{Ол}}}{\partial p\text{H}}; \quad \frac{\partial x_{\text{Fe}}^{\text{Шп}}}{\partial p\text{H}} > \frac{\partial x_{\text{Fe}}^{\text{Пир}}}{\partial p\text{H}}.$$

Характерно, что линия оливина наклонена больше, чем линия пироксена, это объясняется большей основностью форстерита по отношению к пироксену. Подобные соотношения устанавливаются и в стандартных условиях (Жариков, 1967). На рис. 6, в показаны значения железистости ассоциирующихся пироксена и биотита из щелочно-карбонатных метасоматитов (карбонатитов, альбититов и др.) альбит-кальцитовой температурной фации. Железистость пироксена меняется более резко, чем железистость биотита. Видимо, последний является менее основной фазой по сравнению с пироксеном (при  $T$ -условиях карбонатитообразования). В стандартных условиях биотит рассматривается как более основная фаза, чем пироксен (Жариков, 1967). Возможно, что с повышением температуры кислотно-основные характеристики отдельных фаз, в частности биотита и пироксена, меняют свои относительные значения.

Определение кислотно-основных свойств отдельных фаз и минеральных парагенезисов — одна из важных проблем петрологии и геохимии. Для стандартных условий кислотно-основные характеристики индивидуальных веществ впервые были рассчитаны В. А. Жариковым (1967). Однако для повышенных температур и давлений эти данные нам неизвестны, что затрудняет анализ природных явлений. Приведенные выше примеры показывают, что определить относительные кислотно-основные свойства минеральных фаз можно путем сравнительного изучения состава сосуществующих минералов. Это требует исследования зависимости коэффициента перераспределения какого-либо компонента между парагенными минералами от режима кислотности-щелочности минералообразующей среды. Следовательно, полагается, что коэффициент перераспределения какого-либо компонента между сосуществующими фазами переменного состава — функция не только температуры и давления, но и кислотности-щелочности. Особую роль играют открытые системы с внешне задаваемой кислотностью-щелочностью (Коржинский, 1965).

Когда в равновесии находятся две фазы (1 и 2) переменного состава, выполняется условие:

$$\mu_i^1 = \mu_i^2, \quad \mu_j^1 = \mu_j^2, \quad (11)$$

где  $i$  и  $j$  — изоморфные компоненты.

Поскольку  $\mu_i = \mu_i^0 + RT \ln a_i = \mu_i^0 + RT \ln x_i + RT \ln \gamma_i$ , уравнения (11) принимают вид:

$$\begin{aligned} \mu_i^{01} + RT \ln x_i^1 + RT \ln \gamma_i^1 &= \mu_i^{02} + RT \ln x_i^2 + RT \ln \gamma_i^2 \\ \mu_j^{01} + RT \ln x_j^1 + RT \ln \gamma_j^1 &= \mu_j^{02} + RT \ln x_j^2 + RT \ln \gamma_j^2, \end{aligned} \quad (12)$$

где  $RT \ln \gamma_i = F^E$  — избыточная парциальная молярная свободная энергия,

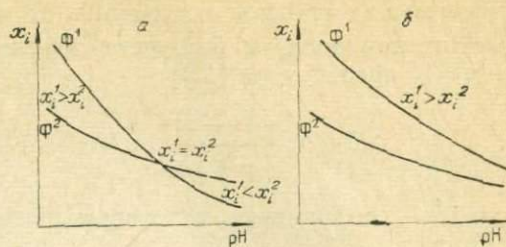


Рис. 5. Возможные варианты изменения  $x_i^1$  в равновесных твердых растворах в зависимости от щелочности (фаза 1 более основная, чем фаза 2).

а — вариант с экстремальными соотношениями, б — без экстремальных соотношений.

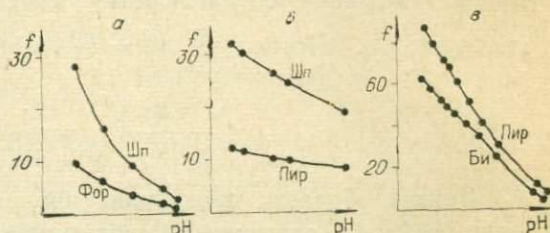


Рис. 6. Характер изменения железистости со существующих темноцветных минералов в зависимости от pH:

а — шпинель — форстерит; б — шпинель — пироксен; в — пироксен — биотит.

отражающая степень отклонения от идеальности;  $\mu_i^0 = F^0$  относится к чистым компонентам без учета эффекта смещения. Учитывая, что  $x_i + x_j = 1$ , преобразуем (12):

$$RT \ln \frac{x_i^1 (1 - x_i^2)}{(1 - x_i^1) x_i^2} = RT \ln K_D^i = \sum F^0 + \sum F^E = \Delta F, \quad (13)$$

где  $K_D^i$  — коэффициент перераспределения компонента между фазами 1 и 2, т. е.

$$K_D^i = \exp\left(\frac{\Delta F}{RT}\right). \quad (14)$$

Если при постоянных и произвольных температуре и давлении химический потенциал компонента  $i$  является функцией кислотности-щелочности (рН), то коэффициент перераспределения — также функция рН, так что каждому определенному значению рН отвечает определенное значение  $K_D^i$ . Поскольку  $\mu_i^0 = F_i^0 = \varphi(T, p)$ , то

$$\left(\frac{\partial \ln K_D^i}{\partial \text{pH}}\right)_{T,p} = \frac{1}{RT} \left(\frac{\partial \Delta F^E}{\partial \text{pH}}\right)_{T,p}. \quad (15)$$

Таким образом, выяснение конкретных функциональных связей между рН и  $K_D^i$  сводится к определению изменения избыточной парциальной молярной свободной энергии при изменении режима кислотности-щелочности.

Влияние рН водного раствора на распределение компонента между двумя равновесными твердыми растворами можно качественно оценить, если принять во внимание (10). Пусть фаза 1 более основная, чем фаза 2, а  $j$  более основной компонент, чем  $i$ , т. е.  $\frac{\partial x_i}{\partial \text{pH}} < 0$  (например,  $\frac{\partial x_{\text{Fe}}}{\partial \text{pH}} = \frac{\partial f}{\partial \text{pH}} < 0$ ). Тогда частная производная  $\frac{\partial \ln K_D^i}{\partial \text{pH}} < 0$  (рис. 7). Видно, что по мере падения рН величина  $\Delta \ln x_i = \ln x_i^1 - \ln x_i^2$  увеличивается, а  $\Delta \ln(1 - x_i)$  уменьшается, так что  $\ln K_D^i = \Delta \ln x_i - \Delta \ln(1 - x_i)$  уменьшается.

При иных условиях, например, когда фаза 1 менее основная, чем фаза 2, коэффициент перераспределения будет находиться в прямых отношениях с рН. Все сказанное справедливо для случая неидеального распределения, иначе  $K_D^i$  — величина постоянная при любых значениях рН.

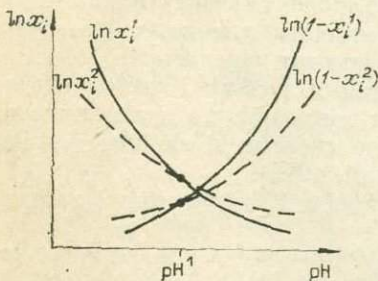


Рис. 7. Вариант зависимости  $K_D^i$  от рН в случае неидеального распределения (при постоянных  $T, p$ ).

При  $\text{pH} > \text{pH}^1$   $K_D^i < 1$ , при  $\text{pH} < \text{pH}^1$   $K_D^i > 1$ . В случае  $\text{pH} = \text{pH}^1$   $\ln K_D^i = 0$  и  $K_D^i = 1$ .

Следует подчеркнуть, что изучение функций вида  $K_D^i = \varphi(\text{pH})$  несомненно важно, особенно в связи с решением обратной задачи: определением относительной кислотности-щелочности минералообразующей среды и относительных кислотно-основных свойств минеральных фаз при повышенных температурах и давлениях. Как пример приводятся результаты изучения распределения железа между парагенным биотитом (ряда флогопит — антит) и щелочным пироксеном (ряда диопсид — эгирин), щелочным амфиболом (ряда эккерманит — магнезиоарфведсонит) и щелочным пироксеном из метасоматитов Мало-

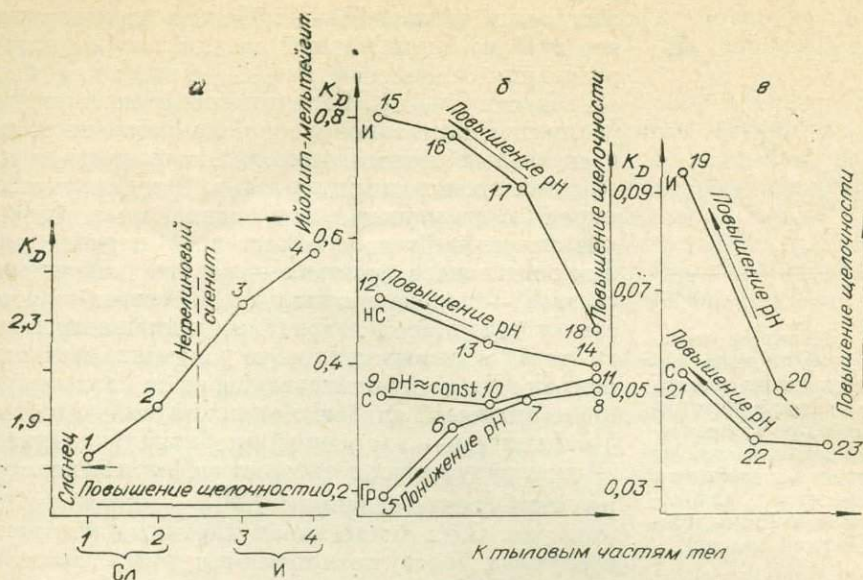


Рис. 8. Характер изменения коэффициента перераспределения железа между ассоциирующимися биотитом и пироксеном в зависимости от кислотности-щелочности (щелочно-карбонатные метасоматиты Малосаянского массива). а — фениты (нефелин-сиенит-фенитовая фация),  $T=700\pm 50^\circ$ ; б — кальцитовые карбонатиты и альбититы (альбит-кальцитовая фация),  $T=490\pm 50^\circ$ ; в — доломит-кальцитовые карбонатиты (амфибол-доломит-кальцитовая фация),  $300^\circ < T < 460^\circ$ . Фации метасоматитов: И — апонийолитовая, НС — апонифелин-сиенитовая, С — апосениитовая, Гр — апрогранитовая.

саянского массива ультраосновных щелочных пород и карбонатитов (Восточная Сибирь) (Самойлов, 1969). Изменение коэффициента распределения железа в зависимости от щелочности минералообразующей среды изучено для пары биотит — пироксен в интервале температур  $300\text{--}710^\circ\text{C}$ , для пары пироксен — амфибол — в интервале  $300\text{--}530^\circ\text{C}$ . Как отмечалось ранее, породы, содержащие эти темноцветные минералы, формировались в несколько стадий процесса карбонатитообразования, так что была возможность последовательно изучить перераспределение железа между ассоциирующимися феррическими минералами при определенных температурных условиях (температурных ступенях равновесия).

Связь коэффициента перераспределения железа со щелочностью проявлена весьма четко (рис. 8). В пределах каждой температурной фации по мере уменьшения рН минералообразующей среды биотит и пироксен становятся все более железистыми, причем не проявлена связь между железистостью метасоматических пород и железистостью темноцветных минералов (Самойлов, 1969). Биотит и пироксен неравномерно обогащаются железом по отношению к магнезию: железистость пироксена увеличивается быстрее, чем железистость биотита. Соответственно уста-

навливается прямая связь между  $K_{D\text{Би,Пир}}^{\text{Fe}}$  и щелочностью:  $\frac{\partial \ln K_{D\text{Би,Пир}}^{\text{Fe}}}{\partial \text{pH}} > 0$ , что прослеживается во всех температурных фациях метасоматитов. Некоторое постоянство коэффициента перераспределения в апосениитовой колонке ранней стадии карбонатитообразования, очевидно, связано с близостью рН воздействующих растворов (в эту стадию) к рН поровых растворов пород сиенитового состава —  $\frac{\partial \text{pH}}{\partial x} \approx 0$  и  $\text{pH} \approx \text{const}$ .

В метасоматитах, слагающих эту колонку, а также во внутренних зонах колонок другого фациального типа этой же стадии ассоциируются повсеместно пироксен с железистостью, равной 79—80, и биотит с желе-

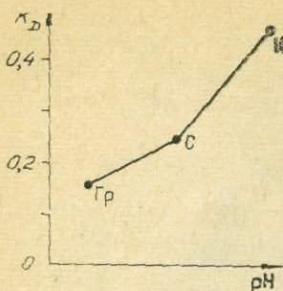


Рис. 9. Характер изменения коэффициента перераспределения железа между ассоциирующимися амфиболом и пироксеном в зависимости от кислотности-щелочности (метасоматиты альбит-кальцитовый фации, Малосаянский массив).

рис. 8, в) и более высокотемпературных образований нефелин-сиенит-фенитовой фации (см. рис. 8, а).

Зависимость коэффициента перераспределения железа от щелочности минералообразующей среды устанавливается и для пары щелочной пироксен — щелочной амфибол (рис. 9). При понижении рН железистость пироксена растет быстрее, чем железистость ассоциирующего с ним щелочного амфибола, так что  $K_D^i = \frac{f_{\text{Амф}}(1 - f_{\text{Пир}})}{(1 - f_{\text{Амф}})f_{\text{Пир}}}$  уменьшается ( $\frac{\partial K_D^i}{\partial \text{pH}} > 0$ ).

Сравнивая зависимость  $K_D^i$  от температуры и от режима кислотности-щелочности, необходимо отметить, что температурная зависимость проявлена более резко. Например (см. рис. 8), изменение температуры приводит к изменению коэффициента перераспределения железа между биотитом и пироксеном на порядок, тогда как при изменении рН в условиях определенной температурной ступени  $K_D^i$  меняется в пределах порядка.

## ВЫВОДЫ

1. Изменение режима кислотности-щелочности минералообразующей среды в силу кислотно-основного взаимодействия компонентов должно вызывать определенные изменения состава минеральных фаз — твердых растворов. В связи с этим равновесия минералов переменного состава могут служить индикатором не только *T-p*-условий минералообразования, но и условий кислотности-щелочности.

2. При изменении кислотности-щелочности гидротермального раствора (при произвольных и постоянных температуре и давлении) фаза переменного состава будет обогащаться одним из изоморфных компонентов за счет другого, так что между рН водного раствора и мольной долей компонента *i* в равновесном твердом растворе установятся определенные (прямые или обратные) отношения. В частности, при понижении рН мольная доля железа в фемических минералах закономерно возрастает ( $\frac{\partial f}{\partial \text{pH}} < 0$ ). Это, в свою очередь, позволяет считать состав твердых растворов индикатором режима кислотности-щелочности в ходе процессов минералообразования. Можно оценить относительную щелочность воздействующего раствора на каждой температурной ступени и определить

направленность изменения этого параметра в ходе всего процесса минералообразования. Для этих целей могут быть выбраны как породообразующие, так и акцессорные минералы.

3. При изменении кислотности-щелочности в общем случае должно идти вытеснение одного из изоморфных компонентов другим во всех ассоциирующихся фазах переменного состава. В то же время фазы разной основности будут неравномерно обогащаться тем или иным изоморфным компонентом. При повышении кислотности минералообразующей среды более основная фаза обогащается менее основным изоморфным компонентом относительно менее основной фазы. Это дает возможность определить кислотно-основные свойства минеральных фаз при повышенных температуре и давлении.

4. Коэффициент перераспределения какого-либо компонента между сосуществующими фазами переменного состава — функция не только температуры и давления, но и кислотности-щелочности. Выяснение конкретных функциональных связей между  $K_D^i$  и рН сводится к определению изменения избыточной парциальной молярной свободной энергии при изменении режима кислотности-щелочности.

#### ЛИТЕРАТУРА

*Жариков В. А.* Кислотно-основные характеристики минералов.— «Геология рудных месторождений», 1967, т. IX, № 5, с. 75—89.

*Коржинский Д. С.* Зависимость активности компонентов от кислотности раствора и последовательность реакций при послемагматических процессах.— «Геохимия», 1956, № 7, с. 3—10.

*Коржинский Д. С.* Режим кислотности послемагматических процессов.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1957, № 12, с. 3—11.

*Коржинский Д. С.* Вывод термодинамических потенциалов открытых систем с внешне задаваемыми кислотностью и восстановленностью.— В кн.: Проблемы геохимии. М., «Наука», 1965, с. 128—136.

*Перчук Л. Л.* Равновесия породообразующих минералов. М., «Наука», 1970. 391 с.

*Самойлов В. С., Гормашева Г. С.* О физико-химических условиях щелочно-карбонатного метасоматоза.— В кн.: Особенности петрологии, минералогии и геохимии карбонатитов Восточной Сибири. М., «Наука», 1966, с. 7—31.

*Самойлов В. С.* Железистость темноцветных минералов как показатель щелочности метасоматизирующих растворов.— «Докл. АН СССР», 1967, т. 177, № 6, с. 1452—1455.

*Самойлов В. С.* Зависимость коэффициента распределения железа между сосуществующими биотитом и пироксеном от щелочности и температуры.— «Докл. АН СССР», 1969, т. 185, № 5, с. 1141—1144.

*Самойлов В. С., Пажарицкая Л. К.* Температурные фации метасоматитов в карбонатитовых массивах Восточной Сибири.— «Докл. АН СССР», 1969, т. 188, № 6, с. 1368—1371.

*Самойлов В. С., Пажарицкая Л. К., Гормашева Г. С.* К петрологии щелочных и щелочно-карбонатных метасоматитов, генетически связанных с формированием массивов ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов.— В кн.: Применение методов физикохимии в петрологии и геохимии. М., «Наука», 1972, с. 16—66.

*Ramberg H.* Chemical bonds and distribution of cations in silicates.— «J. Geol.», 1952, v. 60, N 4, p. 411—426.

О ПАРАГЕНЕЗИСЕ ОЛИВИН—МАГНЕТИТ  
В КАРБОНАТИТАХ

Среди кальцитовых карбонатитов на многих крупных карбонатитовых массивах известны форстерит-магнетитовые разности (с флогопитом, апатитом и редкометальными минералами). По времени образования и минеральному составу им близки бескальцитовые форстерит-apatитовые или форстерит-магнетитовые породы, наблюдаемые в виде жильных тел в силикатных породах или реликтовых участков среди карбонатитов. Названные типы карбонатитовых образований известны на севере (массивы Гулинский, Бор-Урях) и юге Восточной Сибири (массивы Саянский, Алданский, Арбарастах), в Западной Европе (Альне и Кайзерштуль), Северной и Южной Америке (Ока и Якуширанга) и Южной Африке (Палабора).

Широко распространенные на тех же массивах пироксеновые и пироксен-слюдаые разности кальцитовых карбонатитов обычно образуют зоны различной мощности на контакте форстерит-магнетитовых карбонатитов с силикатными породами. Кроме того, они часто слагают штокерковые зоны карбонатизации в силикатных породах различного состава. Форстеритовые разности карбонатитов во внутренних зонах жильных образований такого типа могут отсутствовать. Метасоматическое происхождение пироксеновых и пироксен-слюдаых кальцитовых карбонатитов доказывают многочисленные и убедительные факты: 1) постепенные переходы между силикатными породами и карбонатитами; 2) присутствие реликтовых блоков силикатных пород и реликтовых минералов этих пород в карбонатитах; 3) определенная зависимость составов темноцветных и редкометальных минералов от состава замещаемых пород (Пожарицкая, Самойлов, 1972). Напротив, форстерит-магнетитовые карбонатитовые образования наряду с мономинеральными кальцитовыми карбонатитами чаще других карбонатитовых разностей слагают штокообразные тела либо жилы, обладающие признаками тел выполнения открытых полостей (Пожарицкая, Эпштейн, 1964; Капустин, 1971). Для подобных тел характерны резкие контакты с вмещающими породами, очень выдержанный минеральный состав и полная его независимость от состава вмещающих пород.

На некоторых массивах известны тела форстеритовых карбонатитов с признаками метасоматического способа образования (Пожарицкая, Самойлов, 1972). Влияние состава замещаемых пород в подобных телах сказывается лишь во внешних зонах. По мере удаления от границ тел к внутренним зонам состав карбонатитов все больше приближается к составу форстеритовых карбонатитов, слагающих тела выполнения. Это привлекает внимание к исследованию форстерит-магнетитовых карбонатитов как образований, возможно, наиболее полно отражающих особенности состава ювенильных карбонатитовых флюидов.

Детальными работами многих исследователей (Эпштейн и др., 1961; Кухаренко и др., 1966; Капустин, 1971; Пожарицкая, Самойлов, 1972;

и др.) на массивах Восточной Сибири и Кольского полуострова выделены и подробно охарактеризованы различные типы форстеритовых карбонатитов и форстерит-магнетит-апатитовых пород, занимающих строго определенное место в общей схеме развития карбонатитового процесса на каждом массиве. Появилась возможность изучить и сравнить составы сосуществующих форстерита и магнетита из однотипных пород разных массивов для получения дополнительной информации об условиях их образования.

Ниже приводятся результаты этого изучения вместе с краткой геолого-минералогической характеристикой пород по массивам, изучавшимся авторами, и сводка литературных данных.

На большей части изученных нами массивов выделены (Самойлов, Пожарицкая, 1969; Соколов, Эпштейн, 1970):

1) форстеритовые карбонатиты I стадии, образовавшиеся при температуре 630—550°C;

2) форстеритовые карбонатиты II стадии, образовавшиеся при температуре 550—450°C.

Место форстерит-магнетит-апатитовых пород в карбонатитовом процессе менее определено, но чаще они или предшествуют карбонатитам II стадии — массивы Вуори-Ярви, Гулинский (Капустин, 1971; Чернышева, Гормашева, 1973), или образуются одновременно с ними — Ковдорский массив (Эпштейн, 1970).

**Форстерит-магнетитовые карбонатиты I стадии** сложены кальцитом, форстеритом, магнетитом, флогопитом и апатитом и содержат типоморфные редкометалльные минералы — перовскит и кальциртит. На большей части изученных массивов для них характерен специфический структурный рисунок пород, обусловленный скелетной формой кристаллов темноцветных минералов.

Породы этого типа на Саянском массиве (юг Восточной Сибири) наблюдаются в виде довольно крупных (протяженностью в несколько десятков метров) жильных тел среди ийолитов в северо-восточной части массива и слагают целое поле на юго-востоке. Чаще же форстерит-магнетитовые карбонатиты образуют серии мелких сближенных жильных тел, прожилков различной мощности, чередующихся с пироксен-флогопитовыми и флогопитовыми карбонатитами. В краевой части массива преобладают лейкократовые крупнозернистые разновидности карбонатитов, на юге массива более распространены мезократовые и меланократовые разновидности, вплоть до практически бескальцитовых форстерит-магнетитовых пород, наблюдавшихся в отдельных образцах. Важно отметить, что на массиве неизвестны магматические оливинсодержащие породы, так что парагенезис оливин — магнетит в карбонатитах не является унаследованным.

Состав минералов в лейкократовых и меланократовых разновидностях пород в общем одинаков (табл. 1, 2). Оливин, по данным оптического изучения и спектрального силикатного анализа, содержит от 17 до 19 мол. %  $Fe_2SiO_4$  (по отдельным замерам до 21%)\*. Магнетит, согласно данным химического анализа и оптического исследования (Чернышева, Гормашева, 1969), представлен титаномагнетитом, содержащим до 10 мол. % магнезиоферритовой составляющей (табл. 2).

На Алданском массиве (Сетте-Дабан) лейкократовые форстерит-магнетитовые карбонатиты I стадии сохранились в виде отдельных полей среди более поздних карбонатитов в северной и центральной частях массива. Помимо них в юго-восточной части массива известны меланократовые бескальцитовые оливин-магнетит-апатитовые породы с каль-

\* По составу это хризолит, но условно за породами сохраняется название форстеритовых карбонатитов — по преобладающим на других массивах разновидностям.



## Оптические свойства оливина из карбонатитов Восточной Сибири

Характеристика породы	<i>Ng</i>	<i>Nm</i>	<i>Np</i>	Fe <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub> , мол. %
Саянский массив				
Карбонатит I стадии . . . . .	1,703—1,707 (1,711)	1,687—1,693 (1,695)	1,667—1,671 (1,675)	17—19 (21)
Карбонатит II стадии из метасоматических тел . . . . .	1,699—1,703	1,682—1,684	1,660	13—15
Карбонатит II стадии из жил выщелачивания . . . . .	1,695—1,699	1,681—1,682 (1,671)	1,659—1,660 (1,657)	12—14 (10)
Алданский массив				
Карбонатит I стадии . . . . .	1,702—1,704	1,682—1,686	1,663—1,668	16—17
Карбонатит II-а стадии из внешней зоны метасоматических тел . . . . .	1,697—1,700	1,678—1,680	1,662—1,663	14—15
Карбонатит II-а стадии из внутренней зоны метасоматических тел . . . . .	1,693	1,676	1,658	11,5— 12,0
Карбонатит II-б стадии . . . . .	1,693	1,675	1,655	10,0— 11,5
Гулинский массив				
Карбонатит I стадии лейкократовый	1,678—1,679	1,661	1,646—1,647	5
Карбонатит I стадии мезократовый, обогащенный апатитом . . . . .	1,684	1,664—1,666	1,648	7
Карбонатит II стадии . . . . .	1,671—1,673	—	1,641—1,642	2—3

Примечание. В скобках даны результаты единичных замеров.

циртитом. Возрастные соотношения между этими породами и карбонатитами не выяснены. На данном массиве, как и на Саянском, отсутствуют оливиниты или другие магматические оливинсодержащие породы, предшествующие карбонатитам.

Оливин из карбонатитов содержит 16—17 мол. % фаялитовой составляющей. Магнетит, как и в карбонатитах Саянского массива, по составу отвечает титаномагнетиту с содержанием магнезиоферритовой составляющей в среднем 14,5 мол. % (см. табл. 2).

Состав оливина из оливин-магнетит-апатитовых пород с кальциртитом неизвестен. Магнетит из этих пород, в отличие от магнетита из карбонатитов, несколько богаче титаном (8,45 вес. % TiO<sub>2</sub>) и, вероятно, магнезиом: в аншлифах в нем наряду с густой сеткой окисленной ульвошинели (Чернышева, Гормашева, 1969) наблюдается вкрапленность обычной шпинели. Содержание титана в магнетитах из силикатных пород, слагающих карбонатитовые комплексы, и из карбонатитов последовательно уменьшается от ранних к более поздним породам родственных серий (Бороздин и др., 1966; Чернышева, Гормашева, 1969). Есть основание предполагать, что оливин-магнетит-апатитовые породы с кальциртитом возникли раньше, чем карбонатиты I стадии.

Гулинский массив (север Восточной Сибири) отличается широким развитием лейкократовых форстерит-магнетитовых карбонатитов I стадии. В отличие от массивов юга Сибири, где карбонатиты образуют преимущественно серии сближенных жильных тел, разделенных участками карбонатизированных силикатных пород, на Гулинском массиве наблюдаются крупные штокообразные тела карбонатитов, обнажающиеся на современном эрозионном срезе в виде обширного карбонатитового поля в юго-западной части Южного карбонатитового массива и в южной части Северного карбонатитового массива.

Таблица 2

Химический состав магнетита и оливина в карбонатах Восточной Сибири, вес. %

Компонент	Саянский массив					Алданский массив			Гулинский массив	
	I стадия			II стадия		I стадия	II-а подстадия	II-б подстадия	I стадия	II стадия
	1	2	3	4	5					
SiO <sub>2</sub>	—	—	38,50	—	39,90	0,12	0,54	—	1,02	0,30
TiO <sub>2</sub>	7,68	7,45	—	3,01	0,25	7,50	4,70	4,70	4,08	1,75
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,52	0,30	—	0,27	0,50	0,72	0,94	0,43	0,26	2,78
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	57,75	59,50	—	65,65	—	59,42	61,25	63,24	64,92	66,92
FeO	31,20	29,45	17,00	27,80	11,47	27,22	28,47	29,05	23,17	14,08
MnO	1,28	1,32	0,73	2,16	2,55	0,90	1,41	1,05	1,49	0,91
MgO	1,57	1,98	40,00	1,11	44,84	2,67	2,02	1,53	5,24	11,69
CaO	—	—	2,20	—	0,49	0,51	0,14	—	0,18	0,09
Нерасч. ост.	—	—	—	—	—	—	—	—	0,10	0,74
Сумма	100,00	100,00	98,43	100,00	100,00	99,06	99,47	100,00	100,46	99,26

Примечание. 1 — магнетит из лейкократового карбоната; 2 — магнетит из меланократового карбоната; 3 — оливин, данные спектрального силикатного анализа, аналитик Д. И. Симановская, формула минерала  $(Mg_{1,55}Fe_{0,37}Ca_{0,02}Mn_{0,02})_{2,0}SiO_4$ ; 4, 6—10 — магнетиты из лейкократовых разновидностей карбонатов; 5 — оливин, данные химического анализа, формула  $(Mg_{1,89}Fe_{0,24}Mn_{0,05}Ca_{0,01})_{2,0}SiO_4$ .

В лейкократовых форстерит-магнетитовых карбонатах состав оливина и магнетита довольно выдержан. Оливин содержит 5—7 мол. % фаялитовой составляющей (см. табл. 1). Магнетит беднее титаном, чем магнетиты из массивов юга Сибири, но гораздо богаче магнием — в среднем 22,2 мол. % магнезиоферритовой составляющей (см. табл. 2). Вблизи контактов с вмещающими силикатными породами и в участках, где карбонаты насыщены ксенолитами силикатных пород, состав темноцветных минералов в карбонатах существенно меняется, приближаясь к составу этих минералов в силикатных породах. Так, на контакте с меланефелинитами, оливин из которых отвечает составу  $Fa_{15-17}Fo_{85-83}$ , содержание фаялитовой составляющей в форстерите из карбонатов увеличивается до 10 мол. %. В участках, насыщенных ксенолитами монтichelлитизированных перидотитов, форстерит в карбонатах содержит от 7 до 11 мол. %  $Fe_2SiO_4$ . Магнетит из карбонатов вблизи контакта с меланефелинитами существенно обогащен титаном, магнием и глиноземом.

На Кольском полуострове форстерит-магнетитовые карбонаты I стадии известны только на массиве Вуориярви. По данным Ю. Л. Капустина (1971), форстерит в них содержит 7,32 вес. % FeO, состав магнетита не определялся.

На Ковдорском массиве выявлены только пироксен-биотитовые разновидности карбонатов I стадии (Афанасьев и др., 1970; Эпштейн, 1970).

**Форстерит-магнетитовые карбонаты II стадии** сложены кальцитом, форстеритом, магнетитом, флогопитом и апатитом. Состав темноцветных минералов и кальцита характеризуется обычно более высокой, чем в карбонатах I стадии, магнезиальностью (Пожарицкая, Самойлов, 1972; Чернышева, Гормашева, 1973). Главный типоморфный редкометалльный минерал — пироксид. Появление других редкометалльных минералов — гатчеттолита, бадделеита, циркелита, дизаналита, торанита — по-видимому, в значительной степени обусловлено составом исходных пород, замещаемых карбонатами II стадии (обычно это ранние пироксеновые или форстеритовые карбонаты, содержащие титановые и циркониевые минералы).

На Саянском массиве форстеритовые карбонаты II стадии чаще всего замещают ранние карбонаты, слагая тела сложной

морфологии. Но иногда среди силикатных пород наблюдаются крупные жильные тела, сложенные удивительно однородным по составу лейкократовым или мезократовым форстерит-магнетитовым карбонатом с пироксеном, — по-видимому, тела выполнения открытых полостей. Внешняя диоксид-кальцитовая оторочка на контакте даже весьма мощных жил форстеритовых карбонатов с ийолитами может иметь мизерную мощность (1—3 см). Состав форстерита в этих карбонатных жилах наиболее магнезиальный — 12—13 мол. %  $\text{FeSiO}_4$  (по отдельным замерам до 10%). В карбонатах II стадии с явными признаками метасоматического замещения ранних форстеритовых карбонатов во внешних зонах тел наблюдается более железистый форстерит — около 15 мол. %  $\text{Fe}_2\text{SiO}_4$  (см. табл. 1). Состав магнетита (см. табл. 2) изменяется по сравнению с магнетитами I стадии в сторону понижения содержания титана и увеличения магнезиальности (11,2 мол. % магнезиоферритовой составляющей).

На Алданском массиве известны форстерит-магнетитовые карбонаты II-а и II-б подстадий, различающиеся между собой примерно так же, как на Саянском массиве различаются явно метасоматические тела и жилы выполнения. Тела выполнения (карбонаты II-б подстадии) секут метасоматические образования II-а подстадии и другие породы, сохраняя автономность своего минерального состава. Наиболее магнезиальные форстериты отмечаются во внутренних зонах метасоматических тел II-а подстадии и в телах II-б подстадии (11,5 и 11—13 мол. %  $\text{Fe}_2\text{SiO}_4$ ). Форстериты из внешних зон карбонатитовых тел II-а подстадии содержат 14—15 мол. %  $\text{Fe}_2\text{SiO}_4$ . Магнетит характеризуется пониженным содержанием титана и некоторым снижением магнезиальности относительно магнетитов из ранних карбонатитов (см. табл. 2).

Образованию форстерит-магнетитовых карбонатитов II стадии на Гуляинском массиве (Восточная Сибирь) и на массиве Вуориярви (Кольский полуостров) предшествует образование форстерит-магнетитовых пород с апатитом. На обоих массивах реликты этих пород наблюдаются среди карбонатитов II стадии в виде блоков, обломков различной величины (Капустин, 1971; Чернышева, Гормашева, 1973). Карбонаты вблизи брекчированных тел форстерит-магнетитовых пород обогащены темновыми минералами. На Гуляинском массиве форстерит и магнетит из карбонатитов очень близки по составу минералам из форстерит-магнетитовых пород. Форстерит (см. табл. 1) почти чист от примеси железа (не более 2—3 мол. %  $\text{Fe}_2\text{SiO}_4$ ). Магнетит отличается аномальной обогащенностью магнием (см. табл. 2) — до 58,5 мол. %  $\text{MgFe}_2\text{O}_4$ . Причем магнетит из форстерит-магнетитовых пород, по-видимому, более магнезиален, так как при карбонатизации этих пород в карбонатах появляется некоторое количество магнезиальной шпинели. На массиве Вуориярви форстерит из карбонатитов более магнезиален, чем в форстерит-магнетитовых породах (3 и 6—8 мол. %  $\text{Fe}_2\text{SiO}_4$  соответственно). Магнетиты в обеих разновидностях имеют почти одинаковую высокую магнезиальность — 39,6 и 41,7 мол. %  $\text{MgFe}_2\text{O}_4$ .

На Ковдорском массиве предполагается одновременное образование форстерит-магнетит-апатитовых пород и карбонатитов II стадии (Эпштейн, 1970). По данным других исследователей (Кухаренко и др., 1966; Капустин, 1971), форстерит-магнетитовые породы Ковдорского массива достаточно разнообразны и имеют более сложную историю формирования. Об этом же свидетельствуют широкие вариации составов сосуществующих форстерита и магнетита в этих породах. Отсутствие данных о составе оливина и магнетита со строгими привязками к различным типам форстерит-магнетитовых пород и карбонатитов затрудняет сравнение этих пород между собой. Однако в целом минералогические данные по массиву позволяют объединять Ковдорский массив в одну группу с Вуориярвинским и Гуляинским массивами: форстериты из ковдорских карбонатитов и большей части форстерит-магнетит-апатитовых пород

тоже содержат лишь небольшую долю фаялитовой составляющей (3,5—4 мол. %). Магнетиты характеризуются невысоким содержанием титана и повышенной (см. табл. 3) магнезиальностью (до 20—40 мол. %  $MgFe_2O_4$ ).

Форстеритовые карбонаты II стадии массивов Ока (Канада), Альпе (Швеция), по данным Ю. Л. Капустина (1971), содержат магнетиты столь же высокой магнезиальности, что и в массивах Кольского п-ва (см. табл. 3). Магнетиты массивов Магнет-Ков (США) и Кайзерштуль (ФРГ) по магнезиальности не уступают гулинским. Состав сосуществующих с магнетитами оливинов известен лишь для массива Ока (Капустин, 1971) — 8—8,8 мол. %  $Fe_2SiO_4$  и для массива Кайзерштуль — 2—4 мол. %  $Fe_2SiO_4$ , судя по оптическим данным ( $2V=84^\circ$ , Wambecke, 1964).

Итак, состав оливина и магнетита в карбонатах различен для всех карбонатитовых массивов и, кроме того, изменяется от I ко II стадии процесса на каждом массиве. Вместе с тем можно говорить об общей для изученных массивов тенденции в изменении составов этих минералов: по мере развития карбонатитового процесса происходит увеличение магнезиальности оливина, на некоторых массивах одновременно увеличивается магнезиальность магнетита (при одновременном снижении содержания титана). Увеличение магнезиальности от I ко II стадии процесса характерно и для других минералов карбонатитов — флогопита и кальцита (Соколов и др., 1972; Пожарицкая, Самойлов, 1972). Все это, вероятно, свидетельствует о возрастании магнезиальности карбонатитового флюида, приводящем на следующем этапе карбонатитового процесса к образованию доломитовых карбонатитов.

Сопоставление данных по составу оливина и магнетита из различных карбонатитовых массивов позволяет разделить изученные массивы на две группы. Для Саянского и Алданского массивов характерны минералы умеренной магнезиальности (см. табл. 1, 2). Массивы Кольского полуострова, Гулинский и многие зарубежные массивы содержат оливины более высокой магнезиальности и магнетиты с аномально высокими содержаниями магния (см. табл. 1—3). Столь резкие различия в составе минералов обусловлены, по-видимому, разной глубиной формирования сравниваемых массивов. Образование наиболее магнезиальных оливина и магнетита в карбонатах Гулинского массива происходило, вероятно, вблизи земной поверхности, в условиях повышенного парциального давления кислорода (возможно, при доступе атмосферного кислорода) и при высокой магнезиальности карбонатитового флюида (Чернышева, Гормашева, 1973).

Таким образом, на некоторых карбонатитовых массивах минеральная ассоциация оливин — магнетит устойчива на протяжении всего высокотемпературного этапа формирования карбонатитов, что составляет «собственно карбонатитовую» специфическую черту, так как 1) возникновение данного парагенезиса не предопределяется составом замещаемых карбонатами пород; 2) породы, содержащие данную ассоциацию, имеют ряд достаточно устойчивых признаков (структурных и минералогических), общих для массивов различных карбонатитовых провинций; 3) изменение от стадии к стадии состава минералов, входящих в данный парагенезис, подчинено общим закономерностям развития карбонатитового процесса; 4) по составу данной пары минералов на каждом массиве можно в какой-то мере судить об условиях его формирования (глубинность, магнезиальность карбонатитовых флюидов).

Парагенезис оливина с магнетитом характерен для многих магматических пород, варьирующих по составу и температуре кристаллизации, для глибинных интрузий, субвулканических образований и эффузивов. Метасоматические породы, содержащие парагенезис оливин и магнетит, распространены в меньшей степени. Кроме карбонатитов это главным образом всевозможные пегматоидные оливин-магнетитовые, оливин-маг-

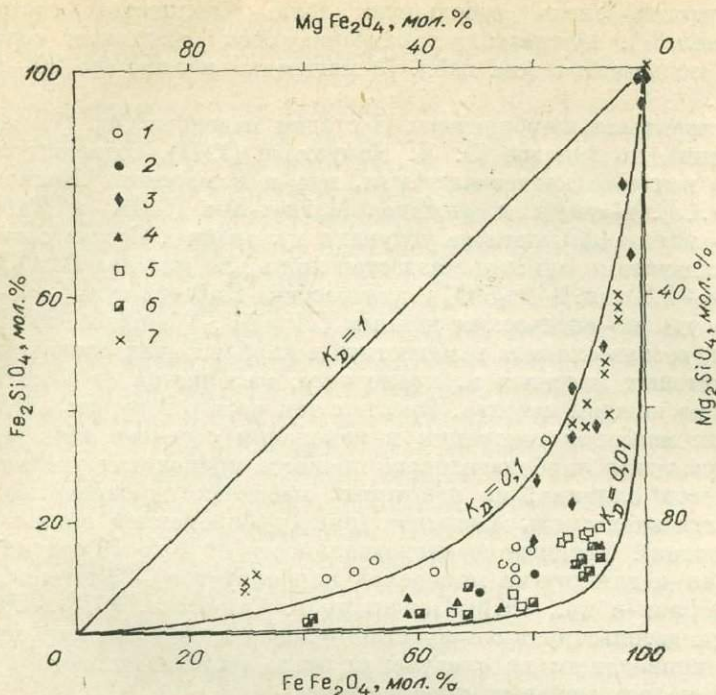


Рис. 1. Диаграмма распределения Mg и Fe между сосуществующими оливином и магнетитом различного происхождения. 1 — из магматических оливиновых пород в комплексных массивах ультраосновных щелочных пород и карбонатитов; 2 — из метасоматических оливиновых пород в тех же массивах; 3 — из прочих магматических пород; 4 — из форстерит-магнетитовых пород; 5 — из карбонатитов I стадии; 6 — из карбонатитов II стадии; 7 — по экспериментальным данным (Speidel, Osborn, 1967). На диаграмму нанесены линии идеального распределения для величины  $K_D = 0,1$  и  $0,01$ .

нетит-флогопитовые породы, возникшие при переработке первично-магматических оливинитов поздними высокотемпературными растворами. В скарнах, как правило, происходит наложение магнетитовой минерализации на уже сформированную высокотемпературную форстерит-диопсидовую ассоциацию.

Для сравнения карбонатитов с оливиновыми породами комплексных ультраосновных, щелочных массивов, а также для выявления каких-либо общих закономерностей в изменении составов сосуществующих оливина и магнетита, наши и литературные данные по составу этих минералов в различных породах обобщены на диаграмме (рис. 1, табл. 3).

Точки составов сосуществующих оливина и магнетита из карбонатитов и родственных им силикатных пород располагаются в области магнезиальных составов обеих фаз (см. рис. 1). Наиболее магнезиальные оливины свойственны карбонатитам. Магнетиты с наивысшим содержанием магнезиоферритовой составляющей характерны не только для карбонатитов (Гулинский массив), но и для магматических пород — оливинитов (массивы Бор-Урях и Кугда) и меймечитов (Гулинский массив) той же Маймеча-Котуйской провинции (север Восточной Сибири). На диаграмме особенно наглядно представлено разделение карбонатитовых массивов на две группы — с умеренно магнезиальными и крайне магнезиальными составами пар оливин — магнетит. Как уже говорилось, это равносильно разделению карбонатитовых массивов по признаку относительной глубины их формирования (точнее, величины  $P_{O_2}$ , при которой формировались массивы).

Таблица 3

Данные по составу сосуществующих оливина и магнетита из различных пород \*

Порода	MgFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub> в магнетите	Fe <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub> в оливине	Литературный источник
	мол. %		
1	2	3	4
<b>Маймеча-Котуйская провинция</b>			
Рудный перидотит, Гули . . . . .	22,7	15,0	Гусев, 1962; Егоров и др., 1961
Меймечит, Гули . . . . .	56 **	10,0	Бородин и др., 1966; Гольдбурт, 1959
Щелочной гипербазит, Гули . . . . .	17,2	34,0	Гоньшакова, Егоров, 1968
Оливинит, Бор-Урях . . . . .	47,6	13,0	Бутакова, Егоров, 1962; Лапин, Жабин, 1965
Пегматоидный рудный оливинит, Бор-Урях . . . . .	29,4	7,0	Гусев, 1962; Прохорова и др., 1966
Оливинит, Одихинча . . . . .	25,0	12,0	Данные авторов
Оливинит, Кугда . . . . .	51,0	11,0	Бутакова, Егоров, 1962
Перекристаллизованный оливинит, Кугда . . . . .	19,8	10,0	Данные авторов
Карбонатит I стадии, Гули . . . . .	21,8	5,0	То же
» » . . . . .	22,7	6,5	»
Карбонатит II стадии, Гули . . . . .	58,3	2,5	Данные авторов
» » . . . . .	58,5	2,0	» »
Карбонатит, Бор-Урях . . . . .	33,6	4,0	Гусев, 1962; Гоньшакова, Егоров, 1968
Оливин-магнетит-апатитовая порода, Ессей . . . . .	8,0	15,0	Ланда, 1970
<b>Карело-Кольская провинция</b>			
Оливинит, Лесная Варака . . . . .	37,1	11,0	Волкова, Померанцева, 1970; Кухаренко и др., 1965
Оливинит, Салмагорский массив . . . . .	23,0	9,4	То же
Перидотит, Гремяха-Вырмес . . . . .	2,8	67,3	Волкова, Померанцева, 1970
Троктолит, Цагинский массив . . . . .	8,0	50,5	То же
Рудный оливинит, Цагинский массив . . . . .	13,0	35,8	»
Оливинит, Ковдор . . . . .	23 **	11,0	Бородин и др., 1966; Кухаренко и др., 1965
Оливинит, Африканда . . . . .	20,5	14,5	То же
Апатит-форстеритовая порода, Ковдор . . . . .	25,2	4,5	»
Магнетит-форстеритовая порода, Ковдор . . . . .	33,4	5,0	»
Форстерит-магнетитовая порода с кальцитом, Ковдор . . . . .	41,5	3,5	»
Карбонатит, Ковдор . . . . .	20,3	5,5	»
Форстерит-магнетит-апатитовая порода, Vuorijarvi . . . . .	41,7	6,0	Капустин, 1971
Карбонатит, Vuorijarvi . . . . .	39,6	3,3	» »

1	2	3	4
<b>Саянская и Алданская провинции</b>			
Карбонатит I стадии, Саянский массив . . . . .	8,2	18,0	Данные авторов
То же . . . . .	10,1	17,5	То же
» . . . . .	10,4	17,0	»
Карбонатит II стадии, Саянский массив . . . . .	11,2	13,0	»
То же . . . . .	11,3	12,0	»
Карбонатит I стадии, Алданский массив . . . . .	14,2	16,5	»
То же . . . . .	14,8	16,0	»
Карбонатит II-а подстадии, Алданский массив . . . . .	9,2	15,0	»
То же . . . . .	10,1	11,5	»
Карбонатит II-б подстадии, Алданский массив . . . . .	8,3	13,0	»
То же . . . . .	10,8	11,0	»
<b>Прочие провинции</b>			
Карбонатит II стадии (Ока, Канада) . . . . .	31,8	8,0	Капустин, 1971
Карбонатит, Кайзерштуль (ФРГ) . . . . .	31,5	3,0	Wimmenauer, 1963; Wambcke, 1964
Гиперстен-оливиновое габбро, Скергаард . . . . .	8,9	36,7	Vincent, Phillips, 1954; Dup и др., 1965
Феррогортонолитовое габбро, Скергаард . . . . .	4,0	79,5	Vincent, Phillips, 1954; Dup и др., 1965
Фаялитовое феррогаббро, Скергаард . . . . .	1,3	97,2	То же
То же . . . . .	0,4	97,2	»
Пикритовый габбро-долерит, Норильск . . . . .	20,3	15,0	Данные А. И. Альмухамедова, личное сообщение
Обсидиан, Исландия . . . . .	0,2	98,2	Carmichael, 1967
Риолит, Калифорния . . . . .	0,6	93,8	» »
Кенит, Антарктика . . . . .	12,5	43,4	» »
Авальцитовый трахибазальт, Австралия . . . . .	13,0	23,0	Binns e. a., 1970
Ксенолиты глубинных пород, Вест-Индия . . . . .	19,6	27,0	Lewis, 1970

\* Весь магний в магнетите пересчитан на  $MgFe_2O_4$ .

\*\* Содержание  $MgFe_2O_4$ , рассчитано по данным неполного анализа минерала.

Сравнение составов пар оливин — магнетит из силикатных пород и из карбонатитов в комплексных массивах ультраосновных, щелочных пород показывает следующее. Все точки, характеризующие пары минералов из силикатных пород, располагаются на диаграмме ближе, чем карбонатитовые точки, к линии  $K_D=1$ , т. е. характеризуются большими, чем у карбонатитовых пар, величинами коэффициента распределения железа между оливином и магнетитом (см. рис. 1). Особенно показательным в этом отношении положение точек состава пар из щелочного гипербази-

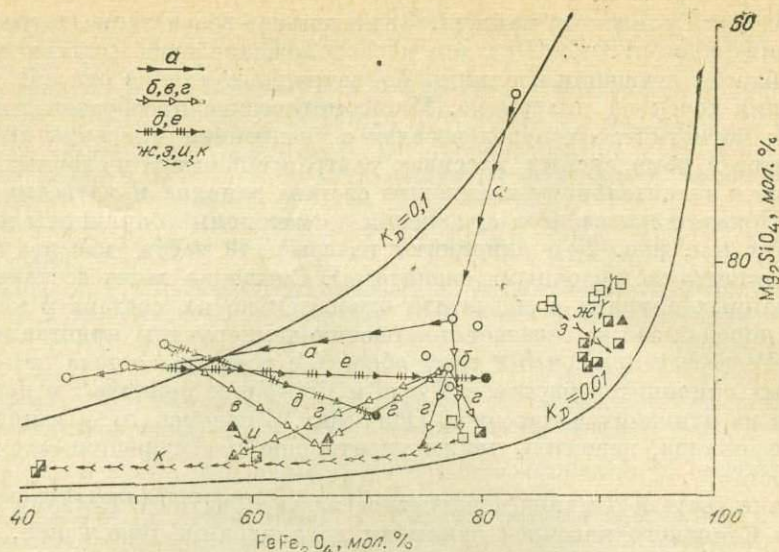


Рис. 2. Распределение Mg и Fe между оливином и магнетитом в породах из комплексных массивов ультраосновных, щелочных пород и карбонатов. Стрелками показаны последовательные изменения состава оливина и магнетита на различных массивах.

а — в ряду магматических пород (Гулинский массив); б, в, г — от магматических пород к карбонатам (б — Гулинский, в — Бор-Урях, г — Ковдор); д, е — при щелочном метасоматозе первично магматических оливиновых пород (д — Бор-Урях, е — Кугда); ж, з, и, к — от ранних к более поздним карбонатитовым образованиям (ж — Саянский, з — Алданский, и — Vuoriaarvi, к — Гулинский).

та, перидотита и меймечита Гулинского массива и значительно удаленных от них точек состава пар из карбонатитов I и II стадии. Подобно гулинским удалены друг от друга и пары минералов из оливинитов и карбонатитов массива Бор-Урях. Эта тенденция проявлена и для точек состава фаз из оливинита, карбонатитов и различных форстерит-магнетитовых пород Ковдорского массива.

Известно, что силикатные магматические породы кристаллизовались при более высоких температурах, чем карбонатиты. Для оливинитов массива Бор-Урях, например, расчетным путем (Ревердатто, Салько, 1966) определена температура кристаллизации, равная 1300°C. Меймечиты Гулинского массива, по данным термометрии методом гомогенизации расплавных включений (Соболев и др., 1972), кристаллизовались при температуре 1450—1150°C. Экспериментальные исследования Д. Шпейделя и Е. Осборна (Speidel, Osborn, 1967), синтезировавших сосуществующие оливин и магнетит при температурах 1100—1350°C, дают серию точек, которые довольно близки к точкам состава минералов из магматических пород (см. рис. 1).

Таким образом, ближе всего к линии  $K_D=1$  располагаются наиболее высокотемпературные пары оливин — магнетит. Наблюдается, следовательно, явная зависимость коэффициента распределения от температуры: чем меньше коэффициент распределения железа между оливином и магнетитом, тем ниже температура кристаллизации данной пары минералов. Эта зависимость хорошо прослеживается при сравнении разновозрастных родственных пород: карбонатитов I и II стадий Алданского и Саянского массивов, форстерит-магнетитовых пород и карбонатитов II стадии массива Vuoriaarvi (рис. 2). Из-за небольшого изменения магнезиальности минералов от ранних к поздним образованиям на этих массивах температурная зависимость положения точек состава фаз на диаграмме проявлена особенно ясно. Этого нельзя сказать о точках состава минералов из

карбонатитов Гулинского массива. Значительное возрастание магнезиальности минералов от I ко II стадии и расположение точек состава минералов в области сгущения изолиний  $K_D$  затрудняет анализ относительного положения точек на диаграмме. Метасоматические преобразования оливиновых магматических пород в связи с внедрением интрузий ийолитов и сиенитов в комплексных массивах ультраосновных и щелочных пород приводят к значительному изменению состава оливина и магнетита в породах. Показательны в этом отношении пегматоидные оливиниты массива Бор-Урях (см. рис. 2) и оливиниты из северной части массива Кугда (близ контакта со щелочными сиенитами). Смещение точек состава новообразованных оливина и магнетита относительно их состава в магматических породах также отвечает понижению температуры кристаллизации пород. Примечательно, что в одну область с точками состава пар из измененных оливинитов массивов Кугда и Бор-Урях попадают и пары минералов из оливинитов массивов Одихинча, Ковдорского, Салмагорского и Африканда, вероятно, также утратившие свой первично-магматический состав.

Точки состава оливина и магнетита из карбонатитов I стадии Алданского и Саянского массивов занимают на диаграмме положение, весьма близкое к точкам, характеризующим метасоматические оливиновые породы. Для всех остальных карбонатитовых точек характерна наибольшая удаленность от линии  $K_D=1$ . Карбонатиты, таким образом, — самые низкотемпературные породы, содержащие парагенезис оливин — магнетит.

Итак, состав парагенезиса оливин — магнетит, подобно парагенезисам других минералов переменного состава, дает определенную информацию об условиях формирования пород. Коэффициент распределения железа между сосуществующими оливином и магнетитом зависит от температуры, и, таким образом, данный парагенезис может быть использован для построения геотермометра.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Афанасьев Б. В., Сулимов Б. И., Терновой В. И. Схема формирования Ковдорского массива ультраосновных щелочных пород. — «Изв. высших учебных заведений. Геол. и разведка», 1970, № 11, с. 83—89.
- Бородин Л. С., Золотарев Б. П., Сердобова Л. И. Особенности химического состава и распределение титаномагнетита в комплексных массивах ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1966, № 5, с. 32—48.
- Бутакова Е. Л., Егоров Л. С. Маймечка-Котуйский комплекс щелочных и ультраосновных пород. — В кн.: Петрография Восточной Сибири. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1962, вып. 65, с. 417—589.
- Волкова М. Н., Померанцева Н. Г. Химические анализы минералов Кольского полуострова. Апатиты, 1970. 508 с.
- Гольдбурт Т. Л. Меймечиты Гулинской интрузии. — «Тр. НИИГА», 1959, т. 105, вып. 11, с. 126—137.
- Гоньшакова В. И., Егоров Л. С. Петрогеохимические особенности ультраосновных щелочных пород Маймечка-Котуйской провинции. М., «Наука», 1968. 99 с.
- Гусев Б. В. Причины отрицательных магнитных аномалий Маймечка-Котуйского района. — «Тр. НИИГА», 1962, т. 132, вып. 4, с. 35—52.
- Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 1. М., «Мир», 1965. 370 с.
- Егоров Л. С., Гольдбурт Т. Л., Шихорина К. М. Геология и петрография магматических пород Гулинской интрузии. — «Тр. НИИГА», 1961, т. 122, с. 1—115.
- Капустин Ю. Л. Минералогия карбонатитов. М., «Наука», 1971. 288 с.
- Кухаренко А. А., Орлова М. П., Булах А. Г. и др. Каледонский комплекс ультраосновных щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М., «Недра», 1965. 772 с.
- Ланда Э. А. Магнетит-апатитовые породы Маймечка-Котуйской провинции и некоторые вопросы генезиса существенно апатитовых пород ультраосновных щелочных магматических комплексов. — В кн.: Карбонатиты и щелочные породы севера Сибири. Л., 1970, с. 113—133.
- Лапин А. В., Жабин А. Г. Нодулярные текстуры хромита в дуните как результат неравновесной эвтектической кристаллизации. — «Докл. АН СССР», 1965, т. 163, № 5, с. 1240—1243.

- Пожарицкая Л. К., Эпштейн Е. М.* О физико-химических условиях образования карбонатитов.— В кн.: Геохимия редких элементов в изверженных горных породах. М., «Наука», 1964, с. 147—153.
- Пожарицкая Л. К., Самойлов В. С.* Петрология, минералогия и геохимия карбонатитов Восточной Сибири. М., «Наука», 1972, 265 с.
- Прохорова С. М., Евзикова Н. З., Михайлова А. Ф.* Флогопитоносность Маймеча-Котуйской провинции щелочных пород. М., «Наука», 1966, 196 с.
- Реевдатто В. В., Салько А. К.* О температуре магмы ультраосновного массива Бор-Урих.— «Геол. и геофиз.», 1966, № 12, с. 119—122.
- Самойлов В. С., Пожарицкая Л. К.* Температурные фации метасоматитов в карбонатитовых массивах Восточной Сибири.— «Докл. АН СССР», 1969, т. 188, № 6, с. 1368—1371.
- Соболев В. С., Панина Л. И., Чепуров А. И.* О температурах кристаллизации минералов в меймечитах по результатам гомогенизации расплавных включений.— «Докл. АН СССР», 1972, т. 205, № 1, с. 201—204.
- Соколов С. В., Эпштейн Е. М.* О результатах термометрического изучения минералов карбонатитов.— «Тр. ВИМС», 1970, вып. 1, с. 225—235.
- Соколов С. В., Эпштейн Е. М., Пантелеева Е. Ю.* Об эволюции свойств кальцитов в карбонатитовом процессе.— В кн.: Геология месторождений редких элементов. М., «Недра», 1972, с. 132—142.
- Чернышева Е. А., Гормашева Г. С.* О титаномagnetитах из карбонатитов.— «Геология рудных месторождений», 1969, № 3, с. 88—92.
- Чернышева Е. А., Гормашева Г. С.* Состав и условия образования магнетитов в карбонатитах Гулинского массива.— В кн.: Ежегодник-1972. Иркутск, «Наука», 1973, с. 199—203.
- Эпштейн Е. М., Анисеева Л. П., Михайлова Л. Ф.* Metасоматические породы п флогопитоносность Гулинской интрузии.— «Тр. НИИГА», 1961, т. 122, с. 116—272.
- Эпштейн Е. М.* О генезисе Ковдорских апатит-магнетитовых руд.— «Тр. ВИМС», 1970, вып. 1, с. 218—224.
- Binns R. A., Duggan M. B., Wilkinson J. F. G.* High pressure megacrysts in alkaline lavas from northeastern New South Wales.— «Am. J. Sci.», 1970, v. 269, № 2, p. 132—168.
- Carmichael I. S. E.* The iron-titanium oxides of salic volcanic rocks and their associated ferromagnesium silicates.— «Contribs. Mineral. and Petrol.», 1967, v. 13, № 1, p. 36—64.
- Speidel D. H., Osborn E. F.* Element distribution among coexisting phases in the system  $MgO - FeO - Fe_2O_3 - SiO_2$  as a function of temperature and oxygen fugacity.— «Amer. Mineral.», 1967, v. 52, № 7—8, p. 1139—1152.
- Vincent E. A., Philllips R.* Iron-titanium oxide minerals in layered gabbros of the Skaergaard intrusion, East Greenland.— «Geochim. et Cosmochim. Acta», 1954, v. 6, № 1, p. 1—26.
- Wambeke L., van, et al.* Les roches alcalines et les carbonatites du Kaiserstuhl, EURATOM publication EUR 1827, d, f, e, 1964, 232 p.
- Wimmenauer W., von.* Beiträge sur Petrographie des Kaiserstuhls. Teil VI und VII.— «Neues J. Mineral. Abhandl.», 1963, t. 99, S. 231—276.
- Lewis J. F.* Chemical composition and physical properties of magnetite from ejected plutonic blocks of the Soufriere volcano, West India.— «Amer. Mineral.», 1970, v. 55, № 5—6, p. 793—807.

О РЕЖИМЕ КИСЛОТНОСТИ-ЩЕЛОЧНОСТИ  
КАРБОНАТИТООБРАЗУЮЩИХ РАСТВОРОВ

Кислотность-щелочность минералообразующей среды часто является важнейшим фактором равновесия природных систем, прежде всего гидротермально-метасоматических. Впервые это с достаточной полнотой было показано Д. С. Коржинским, которым, в частности, установлена следующая особенность постмагматических процессов (Коржинский, 1953): в природных процессах преобразования горных пород обычно проявляется общая направленность явлений, связанная с закономерным волнообразным изменением кислотности-щелочности воздействующих растворов по мере падения температуры. При этом первоначально фиксируется раскисление этих растворов с дальнейшим их подщелачиванием в низкотемпературной области. В соответствии с этим Д. С. Коржинский применительно к гранитоидным массивам выделил следующие стадии постмагматического минералообразования: 1) раннюю щелочную, 2) кислотную, 3) позднюю щелочную, 4) заключительную нейтральную.

Температурная «волна кислотности» отчетливо проявляется в постмагматических процессах, генетически связанных с формированием гранитоидных массивов, в первую очередь гипабиссальных, малоглубинных. Д. С. Коржинским (1957) было отмечено, что кислотная стадия хотя и своеобразно, но проявлена в массивах основных и щелочных пород. Однако в целом закономерности эволюции кислотности-щелочности гидротермальных растворов, генетически связанных с щелочными магмами, еще изучены недостаточно.

В настоящей статье рассматривается изменение режима кислотности-щелочности при формировании редкометальных карбонатитов, генетически связанных с комплексными массивами ультраосновных, щелочных пород. Это изменение прослеживается по мере падения температуры в среде пород определенного состава (но не в связи с влиянием боковых пород). Данные такого рода, очевидно, интересны при общем анализе постмагматических процессов. В то же время они важны и в генетическом отношении — формировалась ли данная серия пород путем кристаллизации из магмы или в процессе взаимодействия гидротермальных растворов с боковыми породами. Волнообразное изменение кислотности-щелочности по мере падения температуры присуще именно водным растворам (Самойлов, Алехин, 1971) и вряд ли может проявиться при кристаллизации магм. Видимо, эффект «кислотной волны» следует учитывать при оценке механизма образования тех или иных пород. В случае карбонатитов этот момент принципиально важен, так как позволяет более объективно оценить значение гидротермально-метасоматических процессов в их формировании. В настоящее время этот вопрос — один из наиболее дискутируемых.

Карбонатиты известны во многих районах мира (СССР, Европа, Африка, Южная и Северная Америка, Индия), обнаруживая четкую связь с глубинными разломами платформ и обрамляющих их областей завершенной складчатости.

Карбонатитовые массивы группируются в провинции, которые различаются как по пространственному расположению относительно главных структур земной коры, так и по их структурно-генетической позиции (Шейнманн и др., 1961; Гинзбург, Эпштейн, 1968; Фролов, 1972). Однако, несмотря на специфичность проявления карбонатитов в разных комплексах, четко намечается единая направленность эволюции состава карбонатитов во времени со сменой кальцитовых карбонатитов доломит-содержащими, доломитовыми, анкеритовыми (сидеритовыми). При этом на поздних стадиях процесса карбонатитообразования формируются флюорит- и кварцсодержащие карбонатиты, а иногда кварцевые жилы или мощные зоны силификации (например, комплексы в Восточной Африке; Гулинский массив в СССР и др.). Весьма часто вслед за карбонатитами образуются кальцитсодержащие породы с цеолитами, апальцитом. Все это косвенно указывает на проявление температурной «волны кислотности» в карбонатитообразующих растворах.

Более отчетливо это явление устанавливается при систематическом изучении минеральных парагенезисов, относящихся к различным температурным фациям, и при сравнении относительной основности этих парагенезисов. Следует подчеркнуть, что формирование собственно карбонатитов — существенно карбонатных пород — сопряжено во времени с образованием силикатных, силикатно-карбонатных и иных пород (альбитовых, калишпатовых, канкринитовых, слюдяных, апатитовых и др.). Эти породы располагаются как бы в виде ореолов вокруг карбонатитовых тел и в общей генетической схеме должны рассматриваться вместе с карбонатитами. Соответственно при изучении условий формирования карбонатитов, в частности режима кислотности-щелочности, необходимо рассматривать в совокупности минеральные парагенезисы как собственно карбонатитов, так и пород внешнего ореола. Только в этом случае можно получить достаточно полное представление о закономерностях карбонатитообразования.

Карбонатиты и генетически связанные с ними породы формируются в широком диапазоне значений температуры — от 600—640° до 100—150°C (Самойлов, Пожарицкая, 1969, 1972; Соколов, 1971). В большей части случаев в каждом массиве в разные стадии процесса образуются различные парагенезисы породообразующих и акцессорных минералов, что дает основание выделять определенные фации карбонатитов (от высокотемпературных к низкотемпературным) (табл. 1): калишпат-кальцитовую, альбит-кальцитовую, амфибол-доломит-кальцитовую, серицит-хлорит-анкеритовую и цеолитовую (Самойлов, Пожарицкая, 1969, 1972). Температурные границы фаций могут смещаться в зависимости от условий давления, некоторые фации в отдельных массивах не проявляются. Однако всегда выдерживается общий ход процесса — смена во времени высокотемпературных образований более низкотемпературными.

Для пород калишпат-кальцитовой фации, формирующихся при температурах более 530—550°C (верхний предел фации не установлен, определяющим является парагенезис калиевой полевой шпата + кальцит. Весьма характерен для этой фации парагенезис нефелин + кальцит. Часто отмечается титанистый гранат — шорломит или магнетит. Пироксен обычно представлен разностью с высокой основностью — диопсид-авгитом. Обычны форстеритсодержащие карбонатиты, в малоглубинных условиях встречаются кальцитовые карбонатиты с мелилитом и монтичеллитом. Типоморфные акцессорные минералы карбонатитов калишпат-кальцитовой фации — перовскит и кальцит. Минералы группы пироксена в  $T$ -условиях этой фации неустойчивы.

В породах более низкотемпературной альбит-кальцитовой фации ( $T \approx 420$ —550°C) калиевой полевой шпата, нефелин, шорломит, а также мелилит и монтичеллит неустойчивы. Калиевый полевой шпат повсеместно сменяется альбитом, так что определяющим для фации является парагенезис

Минеральный состав карбонатных и «околокарбонатных» пород

Калишчат-кальцитовая фация ( $> 530-550^{\circ}\text{C}$ )	Альбит-кальцитовая фация ( $\approx 420-550^{\circ}\text{C}$ )	Амфибол-доломит-кальцитовая фация ( $300-420^{\circ}\text{C}$ )	Серицит-хлорит-анкеритовая фация ( $200-330^{\circ}\text{C}$ )	Цеолитовая фация ( $< 200-250^{\circ}\text{C}$ )
Кальцит	Кальцит	Кальцит, доломит	Доломит, анкерит, сидерит (кальцит)	Кальцит, баритокальцит
Калиевый полевой шпат	Альбит	Альбит	Альбит	Альбит, калиевый полевой шпат
Нефелин	Канкринит	Мусковит	Серицит	Цеолиты
Шорломит	Андрадит	Флогопит, биотит	Хлорит	Апальцим
Диоксид-авгит	Диоксид, диоксид-эгирип	Эгирип	Эгирип	Канкринит, содалит, мусковит
Флогопит, биотит	Флогопит, биотит	Магнетит, пирротин, нирит	Гематит, нирит	Эгирип
Магнетит	Магнетит, пирротин	Серпентин	Стильномелан	Эпидот
Форстерит	Форстерит	Тальк	Кварц	Серпентин
Монтчеллит	(Клингоумит)	Клингоумит, хондродит	Флюорит	Магнезиорибекит
Мелилит	Магнезиоарфведсонит	Рихтерит, эккерманит-магнезиоарфведсонит	Магнезиоарфведсонит-рибекит	
Волластонит	Волластонит		Барит	
Апатит	Апатит	Апатит	Апатит	
Перовскит	Дизаналит	Сфен, ильменит	Ильменит, рутил, анатаз	Ильменит
Кальциртит (тажеранит)	Бадделейт, циркелит	Циркон	Циркон	Циркон
Сфен, циркон	Гатчетолит-пирохлор	Пирохлор	Пирохлор, ферсмит, колумбит	
	Рутил, сфен, циркон	Рутил, анатаз	Редкоземельные карбонаты	
	Астрофиллит	Луэпит, эпинит, линдокит	Моцацит, стронцианит	

альбит+кальцит. Вместо нефелина всегда образуется канкринит, парагенный с кальцитом. Пироксен представлен диопсидом или диопсид-эгирином (но не диопсид-авгитом), остальные кальциево-магнезиальные безводные силикаты отсутствуют. Наряду с магнетитом широкое распространение получает пирротин. В некоторых массивах развит щелочной амфибол типа магнезиоарфведсонита, иногда — андрадит. Характерные акцессорные минералы карбонатитов альбит-кальцитовой фации — минералы группы пирохлора, бадделейт, циркелит, дизаналит (содержащий до 35—40% пятиокси ниобия).

Породы амфибол-доломит-кальцитовой фации образуются при температурах 300—420°C. В этих  $T$ -условиях неустойчивы канкринит, магнезиальные пироксены (диопсид и эгирин-диопсид), форстерит, недосыщенные кремнекислотой циркониевые и титан-циркониевые минералы (дизаналит, бадделейт, циркелит). В породах широкое развитие получают водосодержащие магнезиальные силикаты — щелочные амфиболы, серпентин, тальк, иногда минералы гумитовой группы. Пироксен представлен эгирином. Вместо нефелина или канкринита устойчив мусковит, вместо бадделейта — циркон, перовскита (дизаналита) — ильменит, гачеттолита — пирохлор. Наряду с магнетитом и пирротинном существенную роль играет пирит. Часто в карбонатитах одновременно устойчивы два карбоната — кальцит и доломит, определяющими для фации являются парагенезисы доломит+кальцит+амфибол, доломит+кальцит+серпентин (тальк).

Породы серицит-хлорит-анкеритовой фации ( $T \approx 200—330^\circ\text{C}$ ) представлены в основном доломитовыми и анкеритовыми карбонатитами, значительно реже — сидеритовыми карбонатитами. В некоторых массивах к этой же фации относятся кварц-кальцитовые, флюорит-кальцитовые, существенно кварцевые породы. В породах фации неустойчивы железо-магнезиальные слюды (флогопиты, биотиты), щелочные амфиболы ряда эккерманит—магнезиоарфведсонит, мусковит, серпентин, тальк, минералы гумитовой группы. В то же время для этих пород характерны серицит, хлорит, пирит, гематит, кварц, флюорит, барит, стронцианит, карбонаты редких земель, колумбит (сменяет пирохлор), иногда галенит, сфалерит. Альбит устойчив, но большей частью развивается по железо-магнезиальным слюдам (в ассоциации с карбонатом). Высокотемпературный калиевый полевой шпат обычно подвергается не альбитизации, а серицитизации. В доломитовых карбонатитах ряда массивов присутствуют эгирин и щелочной амфибол ряда магнезиоарфведсонит — рибекит.

Наиболее низкотемпературные породы цеолитовой фации ( $T < 200—250^\circ\text{C}$ ) по минеральному составу резко отличаются от предыдущих образований. Для них характерны цеолиты ряда натролит — сколецит, несколько реже — анальцим. Карбонат представлен кальцитом, иногда — баритокальцитом. В породах фации устойчивы альбит или калиевый полевой шпат, эпидот, щелочной амфибол, содалит, изредка — канкринит, мусковит, серпентин.

Приведенные данные об изменении минерального состава пород по мере развития процесса карбонатитообразования, на наш взгляд, несомненно свидетельствуют о закономерном изменении кислотности-щелочности карбонатитообразующих растворов во времени: по мере падения температуры сначала происходит раскисление этих растворов (с максимумом в температурных условиях серицит-хлорит-анкеритовой фации), а затем — их подщелачивание в низкотемпературной области (в температурных условиях цеолитовой фации). Показательна в этом плане смена не только карбонатов (кальцит — доломит — анкерит — кальцит), но и алюмосиликатов, представляющих собой фазы с ограниченной смесимостью. Так, в наиболее высокотемпературных условиях устойчив нефелин, который при понижении температуры последовательно сменяется канкринитом, затем — мусковитом — серицитом и, наконец, натролитом или

анальдимом. Аналогично высокотемпературный калиевый полевой шпат сменяется альбитом, потом — серицитом ( $\pm$  кварц) и снова — альбитом или калиевым полевым шпатом. На раскисление карбонатитообразующих растворов при образовании собственно карбонатов (исключая породы цеолитовой фации) указывают смены диоксид-агит — диоксид (эгириин-диоксид) — эгириин, форстерит — серпентин (талк, щелочной амфибол) — хлорит, перовскит — дизаналит — луэзит (ильменит), магнезиокатафорит — магнезиоарфведсонит — магнезиоарфведсонит-рибекит, бадделейт — циркон и др.

В случае минералов переменного состава (особенно железо-магнезиальных слюд) иногда может создаться иное представление о характере изменения кислотности-щелочности карбонатитообразующих растворов. Так, например, в некоторых разностях кальцитовых карбонатов калишпат-кальцитовой фации устойчив железистый флогопит или биотит, сменяющийся в породах альбит-кальцитовой фации слабожелезистым флогопитом. В апосиенитовых карбонатах одного из массивов Восточной Сибири наблюдается биотит, а в соответствующих карбонатах амфибол-доломит-кальцитовой фации — тетраферрифлогопит и биотит. Однако систематическое исследование составов темноцветных минералов из метасоматитов, слагающих разные части тел и залегающих среди пород различного состава, позволяет объективно оценить картину и подтвердить ранее сделанный вывод о закономерностях изменения кислотности-щелочности карбонатитообразующих растворов по мере падения температуры процесса.

Исследования были проведены при изучении карбонатов комплексных массивов Восточно-Саянской провинции (Малосаянском и Большесаянском). В Малосаянском массиве при формировании кальцитовых карбонатов (альбит-кальцитовой фации) рН карбонатитообразующего раствора была равна или близка к рН поровых растворов, равновесных с фенитами сиенитового состава. В условиях амфибол-доломит-кальцитовой фации (более низкотемпературной) кислотность-щелочность (рН) воздействующего раствора была ниже щелочности пород сиенитового состава, но оставалась выше рН поровых растворов, равновесных с кварцсодержащими породами. Образование же доломитовых и анкеритовых карбонатов серицит-хлорит-анкеритовой фации происходило уже при взаимодействии боковых пород с карбонатитообразующими растворами, кислотность-щелочность которых была близка к кислотности-щелочности кварц-серицитовых сланцев (Пожарицкая, Самойлов, 1972).

В Большесаянском массиве аналогичным образом установлено, что при падении температуры и переходе от  $T$ -условий калишпат-кальцитовой фации к  $T$ -условиям серицит-хлорит-анкеритовой фации ( $\Delta T \approx 350-400^\circ\text{C}$ ) значение рН карбонатитообразующих растворов закономерно уменьшалось от кислотности-щелочности, близкой к кислотности-щелочности нефелин-пироксеновых пород, до кислотности-щелочности, соответствующей рН поровых растворов, равновесных с породами гранитоидного состава (Пожарицкая, Самойлов, 1972).

Следовательно, и изучение особенностей изменения состава ассоциирующихся фемических минералов карбонатов и генетически связанных с ними пород также свидетельствует о раскислении карбонатитообразующих растворов при формировании собственно карбонатов. При падении температуры до  $200-250^\circ\text{C}$  рН этих растворов находилась в обратных отношениях с температурой:  $\frac{\partial \text{pH}}{\partial T} < 0$ . В породах цеолитовой фации ( $T < 200-250^\circ\text{C}$ ) подобные исследования не проводились. Однако несомненно, что цеолитовые парагенезисы этой фации образовались в условиях более высокого значения рН воздействующих растворов, чем кварцсодержащие анкеритовые карбонаты или существенно кварцевые породы серицит-хлорит-анкеритовой фации ( $T > 200-250^\circ\text{C}$ ).

Таким образом, изучение закономерностей изменения минеральных парагенезисов и состава минералов в зависимости от температурного режима процесса карбонатитообразования приводит к однозначному выводу: температурная «волна кислотности» проявлена и в случае формирования карбонатитов, генетически связанных с щелочно-ультраосновными магмами. Растворы, генетически связанные с кислыми магмами, не исключение в этом плане. Эффект «кислотной волны» имеет феноменологическое значение и, очевидно, проявляется в растворах самого разного генетического типа, поскольку волнообразное изменение кислотности-щелочности присуще гидротермальным растворам вообще (Самойлов, Алехин, 1971).

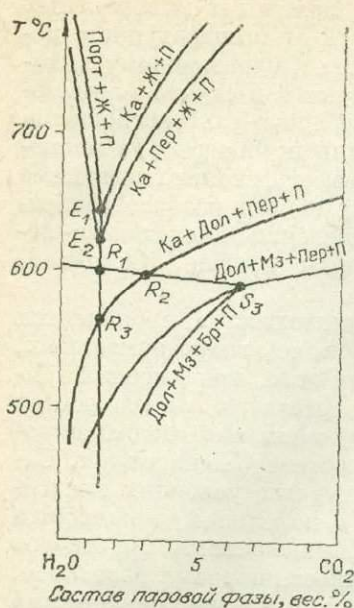
Характерно, что температурная «волна кислотности» проявляется резче в случае карбонатитообразующих растворов, чем гидротермальных, отщепляющихся от гранитоидных магм. В самом деле, при высоких температурах ( $> 550^{\circ}\text{C}$ ) карбонатитообразующие растворы определяются высоким уровнем щелочности, даже соответствующим щелочности поровых растворов пород ийолит-мельтейгитового состава (Пожарицкая, Самойлов, 1972). Образующиеся в этих температурных условиях метасоматиты включают минеральные парагенезисы с нефелином и калиевым полевым шпатом. По мере падения температуры щелочность растворов заметно падает и при  $200\text{--}330^{\circ}\text{C}$  близка к щелочности поровых растворов, равновесных с породами гранитоидного состава или кварц-серицитовыми сланцами. При этом широкое развитие получают анкеритовые карбонатиты с серицитом, хлоритом, кварцем, пиритом, качественно тождественные березитам. По данным Б. И. Омеляненко (1968), последние формируются при  $\text{pH}=2,8\text{--}5,7$  со средним  $\text{pH}=4,3$ , т. е. в кислотной или слабокислотной обстановке. Еще в более кислотных условиях, видимо, образуются зоны силификации в карбонатитовых массивах, столь характерные для многих малоглубинных комплексов.

Следовательно, стадия кислотного выщелачивания (по Д. С. Коржинскому) проявлена и в карбонатитовых массивах. Отвечает этой стадии формирование пород серицит-хлорит-анкеритовой фации — доломитовых, анкеритовых, сидеритовых карбонатитов, существенно кварцевых пород (последние развиваются в условиях максимальной кислотности воздействующих растворов).

Широкий диапазон температур и, следовательно, кислотности-щелочности карбонатитообразующих растворов, несомненно, — один из благоприятных факторов для концентрированного соосаждения полезных компонентов и образования карбонатитовых месторождений самых различных полезных ископаемых (железа, флогопита, апатита, ниобия, тантала, урана, титана, циркония, редких земель, меди, полиметаллов, флюорита, барита и др.).

Рассмотренная выше закономерная смена минеральных парагенезисов карбонатитов и генетически связанных с ними пород во времени по мере падения температуры характерна для многих карбонатитовых массивов мира, в том числе для таких, где карбонатиты рассматриваются как магматические образования (часто à priori). Однако проявление температурной «волны кислотности» повсеместно указывает на важную роль гидротермальных растворов при формировании карбонатитов и возможный гидротермально-метасоматический генезис этих пород. Последнее подразумевает не только образование собственно метасоматических пород, но и гидротермальных карбонатитов «тел выполнения». На наш взгляд, это, без сомнения, относится к сравнительно низкотемпературным карбонатитам — доломитовым, анкеритовым, сидеритовым, включая разности, обогащенные флюоритом, баритом и тем более кварцем.

Приведем для сравнения данные экспериментальных исследований по проблеме образования карбонатитов (П. Дж. Уилли, 1969). Цель этих экспериментов — воспроизводство карбонатитовых магм разного состава



Система  $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$  (по П. Дж. Уилли, 1969). Изобарическое сечение при давлении 500 бар.

(в отношении карбонатов). П. Дж. Уилли приходит к выводу, что кристаллизация синтетических карбонатных магм сопровождается обогащением паровой фазы водой, так что паровая фаза, равновесная с эвтектическими жидкостями, весьма богата водой (например, см. рисунок). Это, несомненно, указывает на важную роль водной фазы при образовании карбонатитов.

Характерно, что при давлениях 500 (см. рисунок) и 1000 бар по экспериментальным данным в присутствии водяного пара в равновесии с жидкостью вблизи эвтектики  $E_2$  доломит (а также магнезит и брусит) устойчив при температурах ниже температуры эвтектики  $E_2$ , т. е. поле устойчивости доломита не достигает ликвидуса. Это происходит при довольно высоких давлениях — около 4 кбар, причем в подобных условиях паровая фаза содержит 96 вес. % воды. Еще более высокие давления необходимы, чтобы поверхности ликвидуса достигло поле устойчивости анкерита. Сидерит начинает выделяться из жидкости (магматической) при очень высоких давлениях (П. Дж. Уилли, 1969). Следовательно, состав карбонатных минералов, выделяющихся из карбонатитовой

магмы, зависит от давления: низкие давления благоприятствуют развитию кальцитовых карбонатитов, а увеличение давления способствует образованию последовательно доломитовых, анкеритовых и сидеритовых карбонатитов. Именно при изменении давления наблюдается тенденция к мономинеральной последовательности кальцит — доломит — анкерит — сидерит, в то время как понижение температуры в изобарических условиях приводит к последовательной смене магматических минеральных ассоциаций, например кальцит — кальцит + доломит.

В природе смена кальцитовых карбонатитов доломитовыми, анкеритовыми и сидеритовыми, как правило, обусловлена прежде всего понижением температуры в ходе процесса карбонатитообразования, а не изменением давления. При этом в каждой температурной фации постоянно отмечается тенденция к формированию мономинеральных карбонатитов (кальцитовых, доломитовых, анкеритовых, сидеритовых), что является обычно следствием метасоматического характера процесса (Пожарицкая, Самойлов, 1972). Что же касается возможного влияния давления на состав карбонатитов, то обращает на себя внимание следующее. Доломитовые и анкеритовые карбонатиты, а тем более сидеритовые получают максимальное развитие в малоглубинных условиях (например, карбонатитовые комплексы Африки), причем часто в этих условиях они сопровождаются зонами силификации. В глубинных комплексах (например, массивы Восточно-Саянской и Алданской провинций) сидерит вообще не встречается, а кварц присутствует в анкеритовых карбонатитах в небольших количествах и представляет скорее минералогическую редкость. Все это в значительной мере противоречит данным экспериментальных исследований по синтезу карбонатитовых магм.

Автор не сторонник положения о том, что карбонатиты формируются исключительно гидротермально-метасоматическим путем. Эти образования гетерогенны: наряду с гидротермально-метасоматическими карбонатитами отмечаются карбонатиты магматические (кристаллизовавшиеся из магмы) и интрузивные, возникшие вследствие мобилизации карбона-

титовых пород и внедрения их по ослабленным зонам (Самойлов, Пожарицкая, 1972). Тем не менее приведенные данные (в том числе и экспериментальные) и проявление волны кислотности-щелочности при формировании карбонатитов говорят о том, что происхождение карбонатитов во многом обязано процессам гидротермального минералообразования. В связи с этим следует обратить внимание на два момента (П. Дж. Уилли, 1969): а) синтетические карбонатные магмы крайне текучи, б) эти магмы могут постепенно переходить в гидротермальные (или «карботермальные») растворы. Существует ли, в таком случае, четкое различие между этими образованиями, как это может иметь место в силикатных магмах и генетически связанных с ними растворах?

Таким образом, установление проявления волны кислотности-щелочности при образовании карбонатитов весьма важно и в генетическом плане, так как позволяет наряду с иными наблюдениями объективно оценить роль гидротермальных процессов в их формировании.

## ВЫВОДЫ

1. Температурная «волна кислотности» проявляется в случае формирования карбонатитов, генетически связанных с комплексами ультраосновных-щелочных пород. Очевидно, эффект «кислотной волны» имеет феноменологическое значение и проявляется в растворах разного генетического типа.

2. Стадия кислотного выщелачивания проявлена и в карбонатитовых массивах, где образования этой стадии представлены породами, относящимися к серицит-хлорит-анкеритовой температурной фации,— доломитовыми, анкеритовыми, сидеритовыми карбонатитами, существенно кварцевыми породами. Последние развиваются в условиях максимальной кислотности карбонатитообразующих растворов.

## ЛИТЕРАТУРА

- Гинзбург А. И., Эпштейн Е. М. Карбонатитовые месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 152—219.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953, с. 335—456.
- Коржинский Д. С. Режим кислотности послемагматических процессов.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1957, № 12, с. 3—11.
- Омельяненко Б. И. О физико-химических условиях процессов околорудного изменения типа березитизации.— В кн.: Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. М., «Наука», 1968, с. 364—381.
- Пожарицкая Л. К., Самойлов В. С. Петрология, минералогия и геохимия карбонатитов Восточной Сибири. М., «Наука», 1972. 265 с.
- Самойлов В. С. Железистость темноцветных минералов как показатель щелочности метасоматизирующих растворов.— «Докл. АН СССР», 1967, т. 177, № 6, с. 1452—1455.
- Самойлов В. С., Алексин Ю. В. О режиме кислотности гидротермальных растворов.— В кн.: Ежегодник Ин-та геохимии СО АН СССР. Иркутск, 1971, с. 193—200.
- Самойлов В. С., Пожарицкая Л. К. Температурные фации карбонатитов в карбонатитовых комплексах Восточной Сибири.— «Докл. АН СССР», 1969, т. 188, № 6, с. 1368—1371.
- Самойлов В. С., Пожарицкая Л. К. Минеральные фации карбонатитов.— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Л., 1972, с. 217—220.
- Соколов С. В. Минералы и включения минералообразующих растворов как индикаторы условий образования карбонатитов. Автореф. канд. дисс. М., 1971, 27 с.
- Уилли П. Дж. Проблема образования карбонатитов в свете экспериментальных данных.— В кн.: Карбонатиты. М., «Мир», 1969, с. 265—300.
- Шейнманн Ю. М., Апальцин Ф. Р., Нечаева Е. А. Щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация.— «Геология месторождений редких элементов», М., Госгеолтехиздат, 1961, вып. 12—13, 177 с.

КИСЛОТНО-ЩЕЛОЧНАЯ НАПРАВЛЕННОСТЬ  
ПОСЛЕМАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ  
В МАССИВАХ АЛЬБИТИЗИРОВАННЫХ ГРАНИТОВ  
ПО ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Вопросы соотношения магматических и послемагматических явлений, последовательности и направленности послемагматических процессов при формировании альбитизированных гранитов («апогранитов» (Беус и др., 1972)) в последние 10—15 лет являются предметом неослабевающего внимания петрологов и геохимиков (Беус и др., 1972; Беус, 1968; Коваленко, Коваль, 1968; Тугаринов и др., 1968; Коваль, Знаменский, 1969; Коваленко и др., 1970; Jacobson e. a., 1958; Aubert, 1968; и др.).

Сравнительное изучение массивов альбитизированных гранитов Забайкалья, Казахстана и Северо-Востока СССР показывает, что, независимо от представлений отдельных авторов о генезисе основного объема альбитовых гранитов, в таких массивах, во-первых, более широко, чем в большей части обычных гранитов, распространены бесспорно метасоматические зоны и жилы интенсивно альбитизированных гранитов и анхимономинеральных альбититов, во-вторых, последовательность метасоматических процессов — альбитизация, кварцево-калишпатовый метасоматизм, грейзенизация, сопряженное осаждение оснований, образование кварцевых и кальцитовых прожилков (Коваль, Знаменский, 1969) — в принципе подобна той, которая установлена для гранитов и пегматитов (Заварицкий, 1947; Дмитриевский, 1956; Жариков, 1966).

По мнению некоторых исследователей (Беус, Залашкова, 1962), реакционные взаимоотношения между плагиоклазом и калиевым полевым шпатом, микроклинизация калишпата, а также образование метакристаллов и другие признаки перекристаллизации в слабоизмененных («исходных») гранитах альбитизированных массивов следует расценивать как свидетельство проявления метасоматизма стадии ранней послемагматической микроклинизации, более ранней, чем альбитизация. Однако, поскольку эти преобразования не сопровождаются существенным изменением химического состава пород, известные данные (Пламеневская, 1958; Бугаец, 1967; Фельдман и др., 1967) в большей мере отвечают гипотезе магматического образования основной массы калишпата слабоизмененных гранитов альбитизированных массивов, ранняя микроклинизация нами не рассматривается как собственно метасоматический процесс в общепринятом смысле этого понятия (Коржинский, 1953). Предшествующие же альбитизации явления распада и упорядочения полевошпатовых фаз, частичная перекристаллизация породы с образованием пегматоидных шпиров и порфиробластов калишпата, происходящие практически без существенного изменения состава породы, рационально, вслед за А. Н. Заварицким (1961), отнести к эпимагматической фазе (стадии) становления гранитных интрузий.

Концепция кислотно-основного взаимодействия компонентов (Коржинский, 1956, 1966 и др.) дает возможность в общем виде оценить «реакционную способность» или «агрессивность» послемагматических растворов по отношению к веществу гранита и ее эволюции во времени и в пространстве. Полученные нами данные позволяют представить изменения

Некоторые характеристики элементов геохимических пар

Элемент	Потенциал ионизации (I) (Войткевич, 1970)	Средняя энергия ионизации (U) (Коржинский, 1966)	Радиус иона ( $R_i$ )	$\Delta R_i^*$	Ионно-атомный радиус ( $R_a$ ) (Лебедев, 1967)	$\Delta R_a^*$
Na <sup>+</sup>	5,14	5,14	0,98	-26	1,86	-18
K <sup>+</sup>	4,44	4,34	1,33	—	2,27	—
Rb <sup>+</sup>	4,18	4,18	1,49	12	2,40	6
Cs <sup>+</sup>	3,89	3,89	1,65	24	2,60	14
Zr <sup>4+</sup>	33,97	19,60	0,82	—	1,59	—
Hf <sup>4+</sup>	31,00	18,10	0,82	0	1,55	-2,5
Nb <sup>5+</sup>	50,00	27,40	0,66	—	1,59	—
Ta <sup>5+</sup>	45,00	24,80	0,66	0	1,41	-11

\*  $\Delta R_i$ ,  $\Delta R_a$  — относительная разница (%) между значениями соответствующих характеристик более электроположительного и менее электроположительного элементов пар (для щелочных элементов приведена по отношению к калию).

кислотности-щелочности растворов на ранних, наиболее интересных в генетическом отношении стадиях послемагматического минералообразования в массивах альбитизированных гранитов.

Альбитизация обычно проявлена как площадной метасоматизм в тектонических блоках при контактовых частях интрузий, куполах и дайках, а также в форме околотрепцинных изменений. Наиболее существенный ее результат — увеличение содержания альбита в породе с ростом интенсивности процесса вплоть до образования анхимономинеральных альбититов в трещинных и приконтактных зонах.

Замещение кварца альбитом и общая тенденция процесса к образованию мономинеральных альбитовых метасоматитов, несомненно, свидетельствуют о щелочной направленности процесса альбитизации гранитов. Эта особенность альбитизации отмечалась ранее А. Н. Заварицким (1947), В. С. Дмитриевским (1956) и другими исследователями (Беус и др., 1962; Беус, 1968; Коваленко, Коваль, 1968).

В соответствии с принципом кислотно-основного взаимодействия (Коржинский, 1956, 1966 и др.), в зависимости от относительной электроотрицательности оснований, которую можно оценить по энергии ионизации (табл. 1), в процессе альбитизации (от слабоизмененных гранитов к альбитизированным и альбититам) уменьшаются значения отношений K : Rb, Zr : Hf, Nb : Ta в минералах и породах (табл. 2). Для сравнения в нижней графе табл. 2 приведены аналогичные данные по одному из массивов грейзенизированных гранитов, где изменение отношений имеет противоположную направленность.

Указанная зависимость подтверждается также рядом других отношений. Так, при альбитизации отмечается уменьшение отношений Y : Ce (с 0,260 в гранитах до 0,036 в интенсивно альбитизированных гранитах и < 0,032 в анхимономинеральных альбититах, массив «Восточный»), суммы окислов редкоземельных элементов иттриевой группы к сумме окислов цериевой группы (с 0,51 в альбитизированных гранитах до 0,47 в интенсивно альбитизированных гранитах, массив «Центральный») и Si : Ge (с  $7-8 \cdot 10^{-4}$  в гранитах до  $2-3 \cdot 10^{-4}$  в альбититах, массив «Восточный»).

Подобная закономерность, особенно четко проявленная в альбититах, ранее была отмечена нами на примере отношений Nb : Ta, Zr : Hf, Th : U в альбитизированных породах массива «Восточного» (Коваленко, Коваль, 1968) и K : Rb — в мусковитах из альбитизированных гранитов (Коваль и др., 1970).

Кварц-калишпатовое замещение. В эту стадию образуются кварц-калишпатовые (обычно с альбитом, слюдой, часто с топазом и аксессуарными тантало-ниобатами) гигантокристаллические жилы-

Изменение отношений  $Na : K$ ,  $K : Rb$ ,  $K : Cs$ ,  $Zr : Hf$ ,  $Nb : Ta$  в процессе послемагматического преобразования гранитов

Пар агенетический тип массивов (Коваль, 1971, 1972), название, район	Послемагматическая стадия	Характеристика породы	Na:K		K:Rb		K:Cs			Zr:Hf		Nb:Ta	
			в слюде	в породе	в калишпате	в слюде	в породе	в калишпате	в слюде	в породе	в слюде	в породе	в слюде
Мусковитовый «Восточный», «Западный», Забайкалье	I	Двуслюдяной гранит	0,048(3)	74(4)		44(3)	7080(4)		294(3)	24(4)	15(2)	3,2(4)	5,9(2)
		Мусковитовый гранит	0,024(2)	50(4)		20(2)	1020(4)		220(2)	17(2)	18(2)	4,1(2)	4,5(2)
		Альбитизированный гранит	—	42(3)			7050(3)			7,7(1)		2,9(1)	
		Интенсивно альбитизированный гранит	0,048(10)	36(33)		18(13)	604(23)		375(5)	4,1— 1,8(26)	5,5— 2,4(10)	1,2— 0,2(30)	2,2(10)
	II	Кварц-кашлишпатовая зона	0,034(3)	40(1)		26(3)	780(1)		490(3)	8,8(3)	6,4(3)	2,8(3)	4,3(2)
	III	Грейзенизированный интенсивно альбитизированный гранит Грейзен	0,053(1) 0,034(2)			21(1) 29(2)			550(1)	4,2(1)	4(1) 1,7(1)	5,8(1)	3,1(1) 1,1(2)
Рованных гранитов лепидолитовый Забайкалье	I	Двуслюдяной гранит	0,033(2)	80(11)	86(2)	35(2)	2260(5)	3750(2)	409(2)	24(7)	22(1)	8,9(7)	12(1)
		Мусковитовый гранит	0,028(2)	88(20)	82(1)	36(2)	2380(16)	3870(1)	391(2)	34(8)	12(1)	12(8)	4,9(1)
		Альбитизированный гранит	0,029(3)	32(30)	28(2)	12(3)	1550(13)	2080(2)	293(3)	7(14)	9(1)	8,5(14)	4,7(3)
		Интенсивно альбитизированный гранит	0,025(4)	25(55)	23(3)	13(4)	1770(40)	1870(3)	333(3)	4,1(14)	6(3)	1,3(14)	1,1(6)
	II	Амазонитовые интенсивно альбитизированные граниты	0,038(2)*	22(12)	17(2)	4,9(2)*	1470(6)	1670(2)	202(2)*	3,8(7)	6,8(3)*	1,3(7)	1,9(3)*
		Кварц-кашлишпатовые (амазонитовые) зоны и жилы	0,031(3)*	16(4)	21(4)	9,6(3)*	1329(6)	2140(4)	208(3)*	18(2)		0,7(2)	

Массивы альбитизации													
Мусковит- («Северный»),	III	Грейзенизированный интенсивно альби- тизированный гра- нит Грейзен	0,034(1) 0,021(4)	32(6) 26(10)	30(1)	14(1) 20(3)	4550(4) 1518(11)	1970(1)	390(1) 718(3)	3,9(9)	4,4(1) 20(1)	3,7(9)	1,4(4) 1,1(1)
	I	Слабоизмененный био- титовый гранит	0,014(1)*	95(1)		51(1)*			418(1)*	32(10)		5,4(10)	6,7(1)*
		Альбитизированный гранит	0,028(7)	31(7)		12(7)*	1150(7)		233(7)*	10(7)	8,7(4)*	4,1(7)	15(7)*
Интенсивно альбити- зированный гранит		0,038(14)	25(16)		7,7(14)*	2510(16)		329(14)*	3,2(11)	3,6(7)*	2,2(11)	4,5(7)*	
Лепидолит-биотитовый («Центральный»), Забайкалье	II	Кварц-кальциевые (амазонитовые) зо- ны и жилы	0,017(2)		22(16)	10(2*)		1130(16)	354(2)*		10(1)*		9,1(1)*
	I	Альбитизированный гранит		31(23)			2720(23)			19(14)		16(14)	
Интенсивно альбити- зированный гранит			34(10)			1520(10)			16(5)		11(15)		
Амблитонит (монтебразе- ит)-лепидо- литовый, Северо-Во- сток СССР	I	Альбитизированный гранит	0,051(3)	20(4)		8,9(3)	236(4)		120(3)	12(4)		1,9(4)	
		Интенсивно альбити- зированный гранит	0,062(1)	15(1)		9,3(1)	116(1)		28(1)	11(1)		1,6(1)	
Массив грей- зенирован- ных грани- тов («Юго- Западный»), Забайкалье		Двуслодной гранит	0,058(6)	95(16)		45(6)	1496(12)		253(6)	31(16)	20(5)	2,6(17)	5,1(5)
		Мусковитовый гранит	0,062(7)	86(8)		51(7)	1500(7)		1112(6)	19(8)	18(7)	1,5(9)	5,2(7)
		Грейзенизированный гранит	0,063(9)	92(8)		53(9)	2112(8)		1326(8)	14(9)	16(9)	1,6(9)	5,8(9)
		Грейзен мусковит- кварцевый	0,046(1)	59(1)		62(1)	883(1)		864(1)	15(1)	16(1)	21(1)	6,3(1)

Примечание. I, II и III — соответственно стадии альбитизации, кварц-кальциевого замещения и грейзенизации. Звездочкой отмечены данные для слюд ряда биотит — лепидолит, остальные данные в этих графах относятся к мусковиту. Цифры в скобках указывают число проанализированных проб.

образные тела, которые нередко описываются как образования стадии поздней калишпатизации (Беус и др., 1962; Беус, Залашкова, 1962), «пегматоиды» и пегматиты. Более поздний по отношению к альбитизации возраст таких тел определяется их пересечениями приконтактной зональности альбитизированных массивов, интенсивно альбитизированных эрузивных брекчий и альбититов. Постоянное присутствие в образованиях данной стадии кварца (не менее 25—30%), замещение кварц-калшпатовыми метасоматитами бескварцевых альбитизированных пород, наблюдавшееся нами в массиве «Северном», образование в их центральных частях кварцевых ядер, а также имеющиеся данные по изменению отношений  $K : Rb$  и  $Zr : Hf$  в калишпатах и слюдах из кварц-калшпатовых метасоматитов (см. табл. 2) показывают, что кислотность послемагматических растворов этой стадии по сравнению с предыдущей заметно возрастает.

Таким образом, подтверждается справедливость высказывавшегося ранее предположения (Пламеневская, 1957; Коваленко, Коваль, 1968; Коваль, Знаменский, 1969) о кислотном характере кварц-калшпатового метасоматизма в массивах альбитизированных гранитов.

Грейзенизация в большей части массивов альбитизированных гранитов по своим масштабам заметно уступает альбитизации и кварц-калшпатовому замещению. Образования этой стадии представлены главным образом трещинными зонами, жилами и сопутствующими им околожильными изменениями, которые сосредоточены преимущественно в эндоконтактных частях альбитизированных массивов.

Кислотная направленность процесса грейзенизации альбитизированных гранитов не вызывает сомнений у большинства исследователей. Не противоречат этому и данные об изменении отношений  $K : Rb$ ,  $K : Cs$  и  $Zr : Hf$  в слюдах из грейзенов (см. табл. 2).

Мусковитовые и серицитовые прожилки, тесно ассоциирующие с мусковит-кварцевыми грейзенами, очевидно, относятся уже к стадии сопряженного осаждения оснований. Более поздние безрудные кварцевые и карбонатные прожилки можно рассматривать как образования заключительной нейтральной (или слабощелочной) стадии (Коржинский, 1953).

Таким образом, общая направленность эволюции кислотности послемагматических растворов в массивах альбитизированных гранитов — ранняя щелочная стадия (альбитизация), стадия возрастающей кислотности (кварц-калшпатовое замещение), кислотное выщелачивание (грейзенизация, окварцевание), поздняя щелочная и заключительная стадии (см. рисунок) — обычна для гранитов (Коржинский, 1953, 1966; Жариков, 1966). Она свидетельствует о возрастании агрессивности послемагматических растворов гранитных интрузий на ранних, включая грейзенизацию, стадиях и о ее резком снижении на поздних стадиях. Изменение отношений  $K : Rb$ ,  $Zr : Hf$ ,  $Nb : Ta$ ,  $Si : Ge$  и обычно  $K : Cs$  в минералах, а также в породах в процессе метасоматизма отвечает предполагаемому изменению кислотности-щелочности растворов.

Вместе с тем необходимо отметить, что в ряде случаев изменение отношений близких по своим кристаллохимическим свойствам элементов в породе может иметь противоположную направленность, например  $K : Rb$ ,  $K : Cs$  в грейзенах (см. табл. 2; Коваль и др., 1970), или же вообще не обнаруживать видимой связи с предполагаемой эволюцией кислотности-щелочности мета-

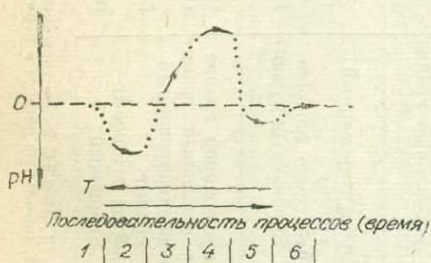


Схема эволюции кислотности послемагматических растворов в массивах альбитизированных гранитов по отношению к поровому раствору исходного гранита (0).

1 — эпимагматическая стадия; 2 — альбитизация; 3 — кварц-калшпатовый метасоматизм; 4 — грейзенизация; 5 — стадия сопряженного осаждения оснований; 6 — заключительная стадия.

соматического процесса (Na : K, см. табл. 2). Число подобных случаев возрастает при сопоставлении метасоматитов различных стадий послемагматического этапа (Zr : Hf, Nb : Ta в альбититах и грейзенах; см. табл. 2).

Столь значительное количество несоответствий, казалось бы, должно свидетельствовать об отсутствии закономерной связи между эволюцией кислотности-щелочности минералообразующей среды и изменением отношений геохимических пар. Целесообразно рассмотреть вероятные причины отклонений, ограничивающие возможность применения отношений элементов геохимических пар для оценки кислотно-щелочной направленности метасоматических процессов. Будем считать, как это принимается большинством исследователей, что ряд послемагматических стадий является регрессивным, а влиянием изменения давления можно пренебречь в силу принадлежности рассматриваемых массивов к одной фации глубинности.

Наиболее прост случай несоответствия между изменением отношений элементов в породе и ее минералах. Обычно это наблюдается тогда, когда в процессе метасоматизма происходит резкое изменение соотношений между основными минералами-носителями и концентраторами указанных элементов. Например, в грейзенах в связи с увеличением содержания слюды и практически полным замещением калишпата отношения K : Rb и K : Cs в породе уменьшаются, а в слюде, как и следовало ожидать, исходя из кислотной направленности грейзенизации, — возрастают.

Определенное влияние на поведение таких отношений, как Na : K, K : Cs, по-видимому, оказывают и кристаллохимические различия между «элементом-хозяином» и элементом — изоморфной примесью, которые, например, в калиевых минералах более значительны для Na и Cs, чем для Rb (см. табл. 1).

Основная же причина несоответствий заключена в том, что в реальных гидротермальных системах растворимость и валовой коэффициент активности компонентов являются функцией многих переменных и, в частности, функцией температуры и состава раствора. При постоянных давлении и температуре, при независимости коэффициента активности ( $f$ ) от концентрации и при отсутствии комплексообразования зависимость растворимости ( $S_i$ ) и валового коэффициента активности ( $f_i^S$ )  $z$ -валентного основания  $i$  в насыщенном им растворе от кислотности ( $[H^+]$ ) имеет следующий вид (Коржинский, 1956):

$$\frac{d \ln S_i}{d \ln [H^+]} = - \frac{d \ln f_i^S}{d \ln [H^+]} = \alpha_1 + 2\alpha_2 + \dots + z\alpha_z,$$

где  $\alpha_1, \alpha_2, \alpha_z$  — относительная доля ионов и частиц разного заряда:

$$\alpha_1 = \frac{[i^+]}{[i] + [i^+] + \dots + [i^{+z}]} = \frac{[i^+]}{S_i};$$

$$\alpha_z = \frac{[i^{+z}]}{[i] + [i^+] + \dots + [i^{+z}]} = \frac{[i^{+z}]}{S_i}.$$

Та же зависимость может быть выражена через константы ионизации  $[K]$  основания (Коржинский, 1956):

$$\frac{dS_i}{d[H^+]} = - \frac{d f_i^S}{d[H^+]} = K_0 \cdot K_1 + 2K_0 \cdot K_1 \cdot K_2 \cdot [H^+] + \dots + zK_0 \cdot K_1 \cdot \dots \cdot K_z \cdot [H^+]^{z-1}.$$

Так как  $\frac{\partial \ln K}{\partial T} = \frac{L}{RT^2}$  (Гуггенгейм, 1944) ( $T$  — абсолютная темпера-

тура,  $L$  — теплота диссоциации,  $R$  — газовая постоянная), то очевидно, что простое сопоставление отношений геохимических пар в минералах послемагматических образований, различающихся по температурам формирования, для определения их относительной кислотности-щелочности в общем случае неправомерно. В качестве примера можно привести отношения  $Zr : Hf$  и  $Nb : Ta$  в слюдах из альбитизированных гранитов и грейзенов массивов «Восточного» и «Западного» (см. табл. 2).

Поскольку коэффициенты активности компонентов неидеальных растворов являются функцией их состава (Гуггенгейм, 1941), несомненно, что на изменение отношений должно оказывать влияние изменение концентрации компонентов в растворе. Это влияние будет тем большим, чем значительнее отличие раствора от идеального (в частности, чем больше концентрация компонентов в растворе) и больше изменение состава раствора в процессе метасоматизма. Поэтому в первую очередь оно сказывается на отношениях макрокомпонентов, например,  $Na$  и  $K$  (см. табл. 2).

Таким образом, даже при ряде допущений зависимость между активностью компонентов, кислотностью-щелочностью, температурой и составом растворов должна иметь столь сложный характер, что в общем случае сравнительная оценка кислотности-щелочности метасоматических процессов различных стадий по изменению геохимических отношений оказывается затруднительной.

Вместе с тем приведенные данные показывают, что в процессе послемагматического преобразования гранитов между эволюцией кислотности послемагматических растворов и изменением отношений  $K : Rb$ ,  $K : Cs$ ,  $Zr : Hf$ ,  $Nb : Ta$  и других геохимических пар в минералах метасоматитов нередко наблюдаются простые соотношения, которые отвечают принципу кислотно-основного взаимодействия. При отсутствии резких изменений соотношения между минералами-носителями и минералами-концентраторами элементов пары подобная зависимость сохраняется и для валового состава породы. Взаимосвязь между изменением отношений элементов и кислотно-основной направленностью метасоматических процессов особенно четко проявляется для химических пар с участием элементов — изоморфных примесей в «сквозных» минералах метасоматитов одной и той же стадии (в условиях, близких к изотермическим). Она может быть использована для оценки кислотно-щелочной направленности послемагматических процессов.

## ВЫВОДЫ

1. Общий характер эволюции кислотности-щелочности послемагматических растворов в массивах альбитизированных гранитов обычен для гранитоидов: ранняя щелочная стадия (альбитизация), стадия возрастающей кислотности (кварц-калишпатовый метасоматизм), кислотное выщелачивание (грейзенизация, окварцевание), поздняя щелочная и заключительная стадии. Своеобразие гранитоидов этого типа заключается в необычно интенсивном для гранитов проявлении ранней щелочной стадии.

2. Изменение отношений элементов с близкими кристаллохимическими свойствами ( $K - Rb$ ,  $K - Cs$ ,  $Nb - Ta$ ,  $Zr - Hf$  и др.) в «сквозных» минералах метасоматитов каждой из послемагматических стадий обычно соответствует принципу кислотно-основного взаимодействия. В условиях, близких к изотермическим, оно может быть использовано для оценки кислотно-щелочной направленности послемагматических процессов.

## ЛИТЕРАТУРА

Беус А. А. Альбититовые месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 303—377.

Беус А. А., Залашкова Н. Е. О процессах высокотемпературного послемагматического метасоматоза в гранитоидах. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 4, с. 13—31.

- Беус А. А., Северов Э. А., Ситнин А. А., Субботин К. Д. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 3—195.
- Бузаец А. Н. К характеристике амазонитовых гранитов Казахстана.—«Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1967, ч. 96, вып. 6, с. 641—651.
- Войткевич Г. В. и др. Краткий справочник по геохимии. М., «Недра», 1970, с. 25—28, 206—208.
- Гуггенгейм. Современная термодинамика, изложенная по методу У. Гиббса. М.-Л., ГХИ, 1941, с. 8—180.
- Дмитриевский В. С. Основные этапы минералообразования грейзенового процесса.— «Докл. АН СССР», 1956, т. 111, № 3, с. 670—672.
- Жариков В. А. Некоторые закономерности метасоматических процессов.— В кн.: Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М., «Недра», 1966, с. 47—63.
- Заварицкий А. Н. О пегматитах как образованиях, промежуточных между изверженными горными породами и рудными жилами.— «Зап. Всерос. минерал. о-ва», 1947, ч. 76, вып. 1, с. 37—50.
- Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1961, 68 с.
- Коваль В. И., Коваль П. В. Геохимические особенности, типы и генезис редкометалльных апогранитных метасоматитов.— В кн.: Проблемы геохимии и космологии. М., «Наука», 1968, с. 183—191.
- Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Летников Ф. А. О магматическом генезисе литий-фтористых редкометалльных гранитов.— «Докл. АН СССР», 1970, т. 190, № 2, с. 446—449.
- Коваль П. В. Геохимия альбитизированных гранитов Восточного Забайкалья.— В кн.: Ежегодник-1970 СибГЕОХИ. Иркутск, 1971, с. 155—156.
- Коваль П. В. Главные парагенетические типы и фации редкометалльных альбитизированных гранитов.— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Л., 1972, с. 155—156.
- Коваль П. В., Знаменский Е. Б. Последовательность метасоматических процессов на месторождениях альбитизированных гранитов Забайкалья.— «Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья», Чита, 1969, ч. 1, вып. 6, с. 166—171.
- Коваль П. В., Юрченко С. А., Николаева Д. Х. Парагенетические типы мусковитов из апогранитов Забайкалья.— «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1970, ч. 99, вып. 4, с. 432—441.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953, с. 335—456.
- Коржинский Д. С. Зависимость активности компонентов от кислотности растворов и последовательность реакций при послемагматических процессах.— «Геохимия», 1956, № 7, с. 3—10.
- Коржинский Д. С. Общие закономерности послемагматических процессов.— В кн.: Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М., «Недра», 1966, с. 7—15.
- Лебедев З. И. Энергетические и размерные закономерности изоморфизма.— В кн.: Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. Л., «Наука», 1967, с. 44—60.
- Пламеневская Н. Л. О явлении амазонитизации Майкульской гранитной интрузии.— «Тр. ИГЕМ», 1957, вып. 5, с. 46.
- Пламеневская Н. Л. К петрографической характеристике рудного поля Майкуль.— «Тр. ИГЕМ», 1958, вып. 21, с. 150—169.
- Тугаринов А. И., Павленко А. С., Коваленко В. И. Происхождение апогранитов по геохимическим данным.— «Геохимия», 1968, № 12, с. 1419—1436.
- Фельдман Л. Г., Бузаец А. Н., Матиас В. В., Нарсеев В. А., Ставров О. Д., Тимофеев И. П. Амазонитизация гранитов в связи с проблемой их рудоносности.— «Геология месторождений редких элементов», 1967, вып. 31, с. 3—63.
- Aubert G. Contribution a l'etude des grenites a albite et mica blanc, riches en fluor, lithium, etain, berillium, niobium, tantalum, etc, Les gisements de Montebraz et d'Echassieres (Massif Central Francais).— In: Int. Geol. Congress. Report 23 Sess. Prosidings sect. 7. Endogenous Ore Deposits. Prague, 1968, p. 215—232.
- Jacobson R. R. E., Macleod W. N., Black R. Ring-complexes in the Younger granite Province of Northern Nigeria.— «Mem. Geol. Soc. London», 1958, № 1, p. 5—72.

## О ГРАНИТОИДАХ, ПОВТОРНОЙ ГРАНИТИЗАЦИИ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССАХ В ЗОНАХ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ

Различные аспекты проявления метаморфизма, палингенного рудообразования, метасоматических процессов в Северо-Западном и Западном Прибайкалье рассматривались в работах многих исследователей (Салоп, 1967; Мануйлова и др., 1964, 1970, 1974; Мац, 1962, 1966; Хренов, 1969; Хренов и др., 1966, 1973; Лобанов, 1966, 1970, 1974; Лобанов, Педяш, 1971; Буряк и др., 1966, 1967; Бухаров, 1971, 1973; Ескин, 1969; Ескин и др., 1970, 1974; Флерова и др., 1969; Копылов, 1974; Собаченко и др., 1972, 1973, 1974; Срывцев, 1970, 1974; и др.).

Актуальность изучения метаморфических и метасоматических процессов в зонах глубинных разломов Прибайкалья особенно возросла в последние годы в связи с открытием в сходных геологических условиях в других районах Восточной Сибири, Урала, Украины новых генетических типов месторождений редких металлов и других видов минерального сырья, генетически связанных с этими процессами (Рудник, Терентьев, 1966; Апельцин и др., 1967; Казанский, 1972; Казанский и др., 1968; Гинзбург, Апельцин, 1970; Галецкий, 1971).

В Прибайкалье в среднепротерозойский этап тектоно-магматической активизации сформировались Прибайкальский краевой вулканический пояс (Хренов и др., 1966), гранитоиды ирельского и приморского комплексов (Мац, 1966; Хренов, 1969; Мануйлова и др., 1974; Лобанов, 1974). В позднерифейский этап активизации региона в зонах глубинных разломов краевого шва Сибирской платформы по разнородному субстрату проявлены динамотермальный метаморфизм, калишпатизация, процессы локального переплавления пород и метасоматоза (Мануйлова и др., 1964; Собаченко и др., 1972; Лобанов, 1966, 1974; Ескин и др., 1974). Абсолютный возраст наложенных процессов метаморфизма в зонах разломов определяется калий-аргоновым методом в 350—700 млн. лет (Мануйлова и др., 1970). Однако, как показали исследования С. Б. Брандта (1972), использование К-Аг метода для геохронологии полициклически проявленных процессов метаморфизма сильно затруднено вследствие «вымывания» радиогенного аргона гелием, который проникает по зонам разломов вместе с летучими и флюидами. Альфа-свинцовым методом по цирконам абсолютный возраст метасоматитов с аксессуарной редкометалльной минерализацией в зонах Даванского и Приморского разломов определяется как позднерифейский (680—1340 млн. лет; Собаченко, Краснобаев, 1974).

Особенности среднепротерозойских и позднерифейских гетерогенных магматических и метасоматических комплексов пород рассматриваются на примере зоны Даванского глубинного разлома (на участке истоков рек Савкиной — Слюдянки) и зоны Приморского глубинного разлома (район Улан-Хана).

Гранитоиды ирельского и приморского комплексов в Даванской и Приморской зонах разломов обнаруживают черты и сходства, и различия (Собаченко и др., 1974). В этих зонах развиты гранитоиды повышенной

щелочнометальности состава аляскитовых гранитов, граносиенитов, реже сиенито-диоритов, гранодиоритов. Гипабиссальные гранитоиды ирельского комплекса в Даванской зоне вследствие главным образом ассимиляции неоднородных по составу пород менее однородны, чем абиссальные и гипабиссальные гранитоиды приморского комплекса. В формировании гранитоидов этих зон значительную роль играли палингенные аляскитовые магмы, которые при магматическом замещении нижнепротерозойских осадочно-метаморфических толщ и габброидов приводили к образованию пород состава граносиенитов. Это доказывает обилие скиалитов среднего и основного состава в граносиенитах и грубоочковых blastsмилонитах, а также развитие в экзоконтактах тел аляскитов контаминированных пород граносиенитового состава со скиалитами порфиритов, которые содержат порфиробласты микроклина. Между аляскитовыми гранитами и граносиенитами наблюдаются постепенные переходы (Даванская зона).

В развитии позднерифейских метаморфических и метасоматических процессов в зонах глубинных разломов Прибайкалья выделяется два основных этапа (Собаченко и др., 1972). В первый этап по разнородному субстрату, в том числе по среднепротерозойским гранитоидам, проявляется дислокационный метаморфизм, который в температурных условиях амфиболитовой фации сопровождался процессами локального плавления пород (реоморфизма). На регрессивном этапе в зонах рассланцевания в разнородных породах проявлены процессы щелочного метасоматоза, грейзенизации, диафтореза. Производные первого этапа в Даванской зоне — грубоочковые blastsмилониты, тонкополосчатые гнейсо-граниты и гранито-гнейсы, лейкократовые мелкозернистые граниты («даванские граниты») и кварц-амазонитовые жилы. В зоне Приморского разлома позднерифейские метаморфические процессы фиксируются грубоочковыми blastsмилонитами, перекристаллизованными аляскитами, мелкозернистыми биотитовыми гранитами (Собаченко и др., 1974). По скандиевому геотермометру Офтедаля (Ингерсон, 1958) и амфибол-биотитовому геотермометру Л.Л. Перчука (Перчук, 1970) температура кристаллизации гнейсо-гранитов и blastsмилонитов в пределах рассматриваемой части Даванской зоны смятия определяется соответственно 520—550 и 540—570°C, что отвечает амфиболитовой фации метаморфизма (Винклер, 1969). Определение температуры формирования blastsмилонитов и blastокатаклазитов в зоне Приморского разлома (район Улан-Хана) сильно затруднено из-за значительного проявления процессов низкотемпературного диафтореза.

Широкое развитие в породах метаморфических комплексов Даванской зоны минералов с повышенной железистостью (гастингсита, ленидомелана) (см. табл. 3), обилие магнетита, повышенное содержание калиевых полевых шпатов, слабое развитие мусковитизации свидетельствуют о близости этих комплексов к гранито-гнейсовым формациям повышенной щелочности (Кориковский, 1967). Незначительное развитие амфиболов в метаморфических породах рассматриваемой части Приморской зоны, мусковитизация биотита и проявление серицитизации в этих породах свидетельствуют об их более низкой щелочности по отношению к породам метаморфических комплексов Даванской зоны.

Гетерогенные гранитоиды Даванской и Приморской зон (табл. 1) по петрохимическим характеристикам А. Н. Заварицкого относятся преимущественно к классу пород, пересыщенных кремнеземом ( $Q = +15,8 - 41,6$ ), богатых щелочами ( $a : c = 7,5 - 68,4$ ). Гранитоиды ирельского и приморского комплексов существенно отличаются по отношению  $FeO : MgO$ . В первых это отношение больше главным образом за счет высокого содержания закисного железа. В среднепротерозойских гранитоидах калий преобладает над натрием ( $n = 45,6 - 49,2$ ). В послесреднепротерозойских (позднерифейских) палингенных гранитах обеих зон соотношение компонентов меняется ( $n = 52,3 - 56,5$ ). Эти породы в процессе выплавления

Таблица 1

Химический состав гранитоидов в Даванской и Приморской зонах глубинных разломов

Окисел	Даванская зона смятия						Зона Приморского разлома		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	62,78	66,36	75,81	67,01	76,18	73,57	76,71	76,44	74,42
TiO <sub>2</sub>	0,84	0,42	0,30	0,53	0,20	0,19	0,35	0,30	0,11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,29	14,24	11,68	14,65	11,84	13,77	11,00	11,98	14,09
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,00	1,18	0,68	2,54	1,19	0,51	0,40	1,33	0,96
FeO	3,98	4,10	1,80	2,71	1,32	1,49	1,42	0,46	0,16
MnO	0,19	0,09	0,05	0,19	0,04	0,03	0,03	0,02	0,002
MgO	0,92	0,85	0,09	0,37	0,07	0,36	0,70	0,16	0,05
CaO	3,25	2,50	0,92	1,95	0,51	1,11	0,89	0,16	0,32
Na <sub>2</sub> O	3,60	3,30	2,94	3,84	3,39	3,99	2,75	3,12	3,48
K <sub>2</sub> O	5,00	5,40	5,17	5,99	5,21	4,72	5,00	5,24	4,79
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,37	0,08	0,05	0,06	0,02	0,03	0,10	0,12	0,01
SO <sub>3</sub>	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,06	0,04	0,04	0,03
П. п. п.	0,45	0,58	0,54	0,26	0,25	0,16	0,44	0,64	0,81
Сумма	99,68	99,10	100,03	100,10	100,22	99,99	99,83	100,01	99,23
F	0,27	0,10	0,41	0,20	0,31	0,08	0,22	0,09	0,15
B	—	—	—	—	—	—	0,0039	0,0035	0,0034

## Числовые характеристики по методу А. Н. Заварицкого

s	72,6	75,7	72,6	75,3	82,8	81,6	83,7	83,1	80,3
a	15,2	15,0	11,7	16,8	14,3	15,3	12,6	13,7	13,8
c	2,7	2,0	0,8	1,2	0,4	1,3	0,6	0,2	0,3
b	9,5	7,3	14,9	6,7	2,5	1,8	3,1	3,0	5,6
f'	70,3	66,7	97,6	17,0	86,5	100,0	52,0	50,0	27,2
m'	15,9	19,4	1,2	9,0	5,4	0,0	35,5	8,7	2,3
c'	13,8	13,9	1,2	74,0	8,1	0,0	12,5	—	—
a'	—	—	—	—	—	—	—	41,3	70,5
n	52,3	48,2	46,6	49,2	50,0	56,5	45,6	47,4	52,3
t	0,95	0,45	0,32	0,62	0,24	0,24	0,31	0,31	0,08
φ	27,5	13,0	3,1	32,0	37,8	22,2	12,5	34,8	13,6
Q	+17,1	+19,4	+21,0	+15,8	+36,6	31,3	+41,6	+38,6	+32,7
a : c	5,64	7,5	14,6	14,0	35,7	11,8	21,0	64,4	46,0
FeO : MgO	2,5	2,7	8,3	4,2	9,0	2,6	1,1	1,7	1,0

## Нормативные составы сиалической части пород

Орт	37,4	41,4	32,8	41,7	32,4	30,7	32,2	33,4	31,3
Аб	38,6	36,4	27,5	38,1	30,4	37,7	25,3	24,1	28,9
Кв	24,0	22,2	39,7	20,2	37,2	31,6	42,5	42,5	39,8

Примечание. Приведены средние значения химического состава пород; в скобках — количество анализов. Средние содержания фтора и бора рассчитаны по 5—29 пробам. 1 — перекристаллизованные порфиры акитканской серии состава сиенито-диоритов (6). Гранитоиды ирельского комплекса: 2 — биотит-амфиболовые граносиениты (2), 3 — амфибол-биотитовые аляскинские граниты (6). Гранитоиды приморского комплекса: 7 — крупнозернистые биотитовые аляскинские граниты (3). Производные послесреднепротерозойских (Pt<sub>2</sub>) метаморфических процессов: 4 — грубоочковые биотит-амфиболовые blastsмилониты (7), 5 — лейкократовые гнейсограниты и гранито-гнейсы (33), 6 — амфибол-биотитовые реоморфические граниты («даванские граниты») (8), 8 — перекристаллизованные аляскинские граниты (8), 9 — мелкозернистые биотитовые реоморфические граниты (4).

из среднепротерозойских аляскинских гранитов относительно обогащаются Na<sub>2</sub>O, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO и обедняются SiO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O (табл. 1).

В процессах повторной гранитизации понижается щелочность пород, что доказывается снижением железистости биотитов от 0,97—0,98 в породах субстрата (среднепротерозойских аляскинских гранитах и граносиенитовых субстратах).

нитах) до 0,85—0,89 в позднерифейских реоморфических гранитах (см. табл. 3).

Как было показано Д. С. Коржинским (1972) на примере зоны Станового разлома, изменение состава пород и снижение их щелочности в процессах повторной гранитизации можно рассматривать как доказательство участия в этих процессах трансмагматических растворов.

Среднепротерозойские гранитоиды ирельского и приморского комплексов имеют разный состав элементов-минерализаторов и различаются по геохимической специализации (Собаченко и др., 1974). Среднепротерозойские гранитоиды в Даванской зоне характеризуются повышенными содержаниями фтора, бериллия, ниобия, тантала, редких земель. В гранитоидах приморского комплекса и позднерифейских реоморфических гранитах в зоне Приморского разлома присутствуют как фтор, так и бор, и в них проявлена геохимическая специализация на олово, вольфрам и висмут. «Зараженность» автохтонных гранитоидов приморского комплекса бором, вероятно, связана с его мобилизацией из осадочно-метаморфических пород в процессе вышлывания гранитоидов.

Изменения нормативного состава гранитоидов в ряду аляскитовый гранит ( $Or_{33}Ab_{27}Kv_{40}$ ) — гранито-гнейс ( $Or_{32}Ab_{31}Kv_{37}$ ) — реоморфический гранит ( $Or_{31}Ab_{38}Kv_{31}$ ) в Даванской зоне и в ряду крупнозернистый аляскитовый гранит ( $Or_{32}Ab_{26}Kv_{42}$ ) — перекристаллизованный аляскитовый гранит ( $Or_{33}Ab_{24}Kv_{43}$ ) — реоморфический гранит ( $Or_{31}Ab_{29}Kv_{40}$ ) в Приморской зоне показаны на диаграмме Боуэна — Таттла (рис. 1), на которой отчетливо выражена одинаковая направленность этих изменений. Нормативный состав обогащенных кремнеземом, калием и фтором аляскитовых гранитов Даванской зоны и близких к ним по петрохимическому составу гранитоидов Приморской зоны располагается на этой диаграмме в поле эвтектических расплавов.

Анализ химизма гранитоидов, развитых в этих зонах, на диаграмме В. Н. Лодочникова (1926) показывает, что составы реоморфических гранитов обеих зон «выпадают» из элементарных рядов среднепротерозойских гранитоидов (рис. 2), что подтверждает выводы о наличии в зонах разломов Прибайкалья послесреднепротерозойских реоморфических и палингенно-метасоматических комплексов. Эти комплексы в ряду полифациальных метаморфических формаций, выделяемых Б. Я. Хоревой (1967), следует отнести к метаморфическим, переходным к плутоно-метаморфическим формациям зон глубинных разломов сиалического типа.

Пространственная связь кварц-амазонитовых жил с тела-

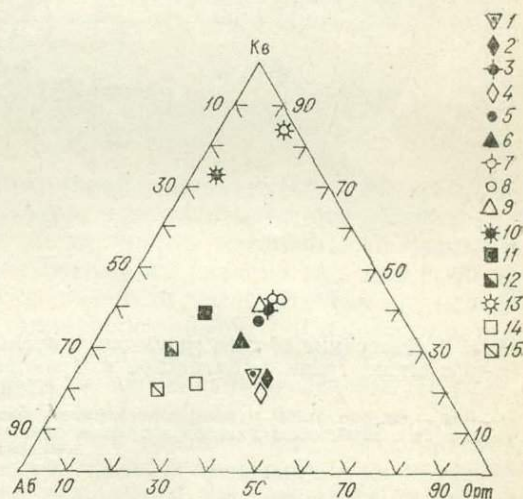


Рис. 1. Нормативный состав гетерогенных гранитоидов и метасоматитов Даванской и Приморской зон глубинных разломов Прибайкалья.

Даванская зона: 1 — перекристаллизованные порфиры ахитканской серии (Pt<sub>2</sub>) состава сиенито-диоритов; гранитоиды ирельского комплекса; 2 — биотит-амфиболовые сиениты, граносиениты; 3 — амфибол-биотитовые аляскитовые граниты; 4 — биотит-амфиболовые грубоочувные blastsмилониты; 5 — лейкократовые биотитовые гнейсо-граниты; 6 — мелкозернистые амфибол-биотитовые реоморфические граниты; 10 — протолитионит-кварц-альбитовый грейзен; 11 — альбит-кварц-микроклиновыи метасоматит; 12 — микроклин-кварц-альбитовый метасоматит (с амазонитом). Приморская зона: 7 — крупнозернистые биотитовые аляскитовые граниты приморского комплекса; 8 — частично перекристаллизованные аляскитовые граниты; 9 — мелкозернистые биотитовые реоморфические граниты; 13 — топаз-мусковит-кварцевый грейзен; 14 — альбит-кварц-микроклиновыи метасоматит с мусковитом; 15 — микроклин-кварц-альбитовый метасоматит.

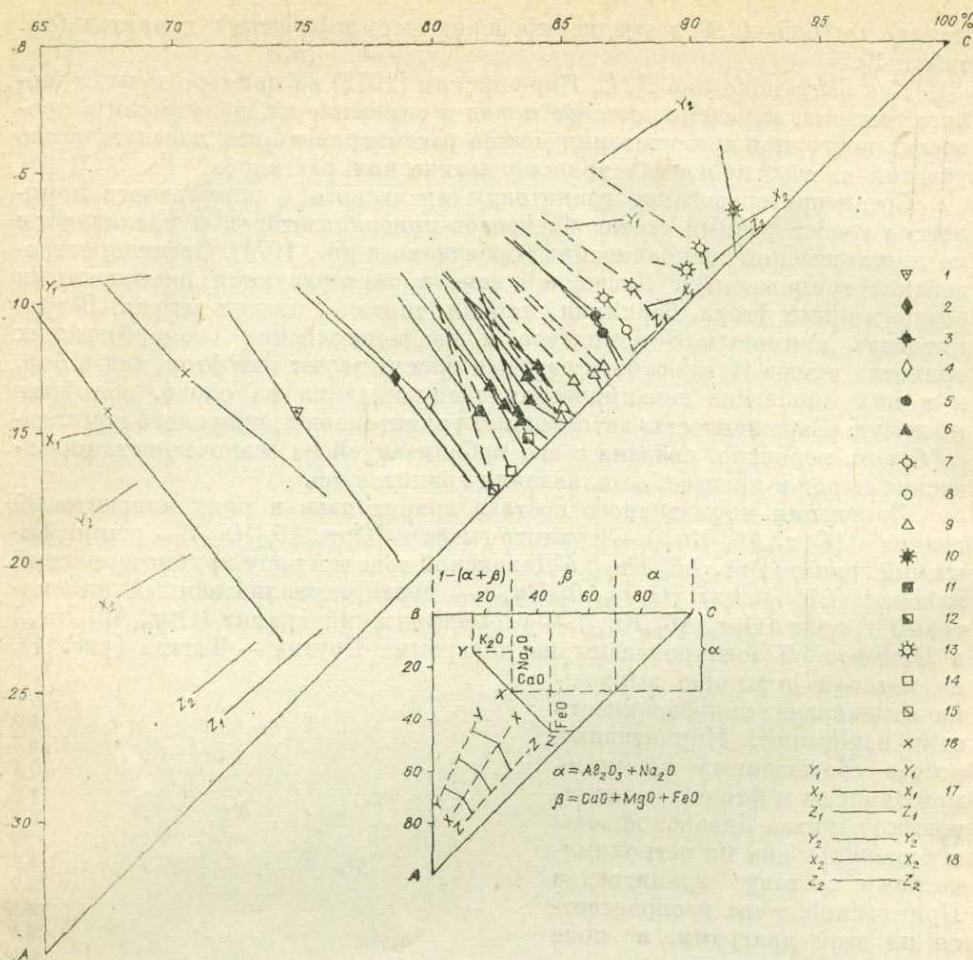


Рис. 2. Диаграмма состава гранитоидов ирельского и приморского комплексов и реоморфических гранитов Даванской и Приморской зон по методу В. Н. Лодочкикова (1926).

1 — 15 — см. рис. 1; 16 — гранодиориты I фазы ирельского комплекса (по материалам И. Н. Власова и др.). Комплементарные ряды гранитоидов: 17 — ирельского комплекса; 18 — приморского комплекса.

ми лейкократовых мелкозернистых гранитов, морфология тел и резкие секущие контакты жил с вмещающими породами, а также минеральные парагенезисы свидетельствуют о том, что эти жилы образовались в магматический этап. По минеральному составу и акцессорной минерализации кварц-амазонитовые жилы близки к лепидомелан-альбит-кварц-микроклиновым (с амазонитом) метасоматитам. Однако парагенезис альмандина и биотита в кварц-амазонитовых жилах говорит о более высокотемпературных условиях их формирования по сравнению с биотит-кварц-полевошпатовыми метасоматитами. В кварц-амазонитовых жилах с запаздыванием по отношению к времени образования амазонита проявляется альбитизация.

Метасоматиты регрессивного этапа в зонах Даванского и Приморского глубоких разломов сопровождаются акцессорной редкометальной минерализацией. Критерии связи поздних метасоматических изменений в зонах глубинных разломов Прибайкалья с послесреднепротерозойскими процессами повторной гранитизации гетерогенных пород мы рассматривали ранее (Собаченко, Гуменюк, 1973; Собаченко и др., 1974).

Стадийность и главные парагенетические типы метасоматитов регрессивного этапа в зоне Даванского разлома

Стадия	Типы метасоматитов и гидротермальных образований	Ориентировочная температура формирования, °С
	Каолинизация в зонах трещиноватости Поздние эпидотовые прожилки	Менее 400
Жильная гидротермальная	Жилы безрудного молочно-белого кварца	430—300
Кислотного выщелачивания	Альбит-слюдисто-кварцевые диафториты	400, возможно, ниже (с использованием данных Г. Н. Щербы, 1968)
	Протолитионит-альбит-кварцевые, фенгит-микроклин-альбит-кварцевые грейзены	470—330 (с использованием данных по грейzenам Казахстана; Щерба, 1968)
Щелочного метасоматоза	Биотит-альбит-кварц-микроклиновые (с амазонитом) метасоматиты	550—450 (по скандиевому геотермометру Офтедаля; Ингерсон, 1958)
	Альмандин-эпидот-кварц-альбитовые диафториты	550 (высокотемпературная субфашия зеленосланцевой фаши; Винклер, 1969)
Гранитизации	Биотит-альмандин-альбит-кварц-амазонитовые жилы	800—450
	Реоморфические амфибол-биотитовые граниты	800—650

Развитие метасоматитов с аксессуарной редкометальной минерализацией в различных по составу породах, контроль метасоматических тел элементами разрывной тектоники, значительный вертикальный диапазон проявления этих процессов (в зоне Даванского разлома не менее 1000 м) указывают на наложенный характер развития метасоматитов регрессивного этапа в зонах Даванского и Приморского разломов (Собаченко и др., 1972). Смена парагенезисов лепидомелан-микроклин-альбит в слюдисто-кварц-полевошпатовых метасоматитах на протолитионит (фенгит)-альбит-кварц и мусковит-альбит-кварц в грейzenах и диафторитах в зоне Даванского разлома свидетельствует о том, что поздние типы метасоматитов по отношению к ранним развивались в условиях повышенной кислотности растворов. Аналогичный характер изменения кислотности-щелочности растворов характерен для метасоматитов Улан-Хана в зоне Приморского разлома, где на биотит-микроклин-альбитовые метасоматиты накладываются процессы кислотного выщелачивания с образованием топаз-мусковит-кварцевых грейzenов.

Главные типы метасоматитов регрессивного этапа приведены в табл. 2.

Альмандин-кварц-альбит-эпидотовые диафториты развиты в грубоочковых бластомилонитах в виде пластообразных тел, линз, зон мощностью 3,0—9,0 м и протяженностью в десятки и сотни метров. Количественные соотношения породообразующих минералов в диафторитах варьируют при постоянном преобладании альбита и эпидота (содержание последнего от 10 до 56 кг/т). Кроме перечисленных минералов в метасоматитах присутствуют сфен (до 650—3000 г/т), ортит (до 460—1300 г/т), радиоактивный циркон (до 200—500 г/т), флюорит (до 20—30 г/т). Минеральный парагенезис альмандина, альбита, эпидота в диафторитах указывает на их образование в температурных условиях, переходных от зеленосланцевой фаши к низкотемпературной субфаши амфиболитовой фаши (около 550°

по Винклеру, 1969). Расчет баланса элементов при образовании альмандин-кварц-альбит-эпидотовых диафторитов показывает, что их образование сопровождается привнесением кальция, натрия, окисного и закисного железа и интенсивным выносом калия.

Лепидомелан-альбит-кварц-микроклиновые метасоматиты образуют тела двух морфологических типов: жилы и зоны. Метасоматические зоны и жилы располагаются в гнейсо-гранитах, реже в грубоочковых blastomilonитах согласно полосчатости и гнейсовидности этих пород и образуют с ними постепенные переходы, реже четкие контакты. Простираются телами северо-восточное, падение под углами 30—50° на юго-восток. При мощности от десятков сантиметров до 10—12 м отдельные жилы и зоны прослеживаются по простиранию от первых десятков до 150 м. Иногда эти тела располагаются кулисообразно, образуя серии сближенных зон и жил. Многие из прослеженных зон по простиранию постепенно выклиниваются.

Изменение морфологии метасоматических тел по падению изучено слабо. Отдельные тела испытывают тенденцию к выклиниванию. Центральные части метасоматических жил сложены светло-серым кварцем, который к периферии сменяется дымчатым кварцем с включениями альбита и биотита. Зальбанды жил имеют кварц-альбит-микроклиновый состав, неравномерно-зернистую, реже пегматоидную структуру и грубополосчатую текстуру. Граница кварцевого ядра и кварц-полевошпатовой зоны выражена четко. В отдельных случаях на границе кварцевого ядра значительно проявлена биотитизация. Микроструктура породы гетерогранобластовая, иногда порфиробластовая и катакластическая. Устанавливается две генерации микроклина и кислых плагиоклазов. Ранними являются олигоклаз и микроклин-пертит, взаимоотношения между которыми противоречивы. Поздние генерации полевых шпатов представлены тонкорешетчатым микроклином (бледноокрашенный амазонит) и альбитом № 7-8. Альбит развит преимущественно в висячих боках тел. Амазонит корродирует как ранние олигоклазы, так и поздний альбит. Слюда представлена литиевым лепидомеланом (табл. 3, 4), который обычно приурочен к микротрещинам в породе. Флюорит в кварц-полевошпатовых породах распространен неравномерно.

Таким образом, при развитии лепидомелан-альбит-кварц-микроклиновых метасоматитов в гнейсо-гранитах намечается следующая зональность (от периферии к центру тел):

0 Гнейсо-гранит: кварц, лепидомелан (гастингсит), олигоклаз, микроклин.

1 Кварц, литиевый биотит, альбит, микроклин (амазонит).

2 Кварц, литиевый биотит, альбит.

3 Кварц, литиевый биотит.

В грубоочковых blastomilonитах метасоматические жилы сопровождаются ореолом слабых метасоматических изменений. В пределах таких ореолов развита слабая альбитизация, образуются зоны мощностью до 20—30 см амфибол-кварц-альбитового, флюорит-лепидомелан-кварц-альбитового состава, а также гастингсит-кварцевые прожилки (табл. 5).

Для тел метасоматитов, располагающихся в blastomilonитах, характерна следующая метасоматическая зональность (от периферии к центру тел):

0 Blastomilonит: кварц, лепидомелан, гастингсит, олигоклаз, микроклин.

1 Кварц, литиевый биотит (гастингсит), альбит, амазонит.

2 Кварц, литиевый биотит (гастингсит), альбит.

3 Кварц, литиевый биотит (гастингсит).

4 Кварц.

Минеральные парагенезисы лепидомелан-альбит-кварц-микроклиновых метасоматитов и, в частности, ассоциация альбита и гастингсита в ореоле слабых изменений blastomilonитов характеризуют температур-

Химический состав слюд аляскитовых гранитов, метаморфических пород, редкометалльных метасоматитов Даванской зоны

Оксид	72д	3/472	7/988	Д	7/574	К-16/7	Т-55	52д	9/836
SiO <sub>2</sub>	34,02	34,68	36,90	36,24	34,47	41,76	36,98	46,36	48,88
TiO <sub>2</sub>	3,73	2,28	2,35	1,91	2,13	0,57	2,44	0,22	0,45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,63	14,46	11,90	16,26	14,63	23,36	17,34	24,97	30,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,43	12,68	8,99	10,86	10,66	5,56	9,12	6,53	2,35
FeO	20,10	22,99	24,90	17,38	25,20	13,61	18,11	2,58	0,14
MnO	1,07	0,62	0,58	0,85	0,59	0,67	0,50	0,46	2,62
MgO	0,63	0,71	1,97	3,53	0,76	0,51	4,04	1,00	0,01
CaO	0,88	0,56	4,10	0,56	0,49	Не обн.	Не обн.	0,35	0,14
Na <sub>2</sub> O	0,13	0,13	0,74	0,18	0,12	0,12	0,15	0,27	0,78
K <sub>2</sub> O	7,50	7,59	5,72	7,47	7,22	9,39	8,43	10,65	10,60
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Сл.	Не обн.	0,12	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
П. п. п.	3,44	3,08	1,94	5,01	3,13	2,72	2,62	4,64	3,95
F	0,26	0,31	0,45	0,31	0,26	2,60	1,23	2,22	0,40
Сумма	99,82	100,09	100,66	100,47	99,55	100,87	100,96	100,25	100,32
—O=F <sub>2</sub>	0,11	0,13	0,18	0,13	0,11	1,07	0,50	0,93	0,16
Li <sub>2</sub> O	0,24	0,28	0,067	0,71	0,22	1,02	0,46	0,78	0,02

Примечание. 72д — лепидомелан из аляскитового гранита; 3/472 — лепидомелан из гнейсогранита по аляски; 7/988 — лепидомелан грубоочкового blastsмилонита; 7/574 — лепидомелан из апобластомилонитового биотит-альбит-кварц-амазонитового метасоматита; К-16/7 — протолитгонит из протолитгонит-альбит-кварцевого грейзена; Т-55 — литиевый биотит из полевошпат-кварц-биотитового метасоматита; 52д — железистый фенгит из полевошпат-фенгит-кварцевого грейзена; 9/836 — мусковит из альбит-мусковит-кварцевого диафторита; Д — биотит позднерифейского реоморфического гранита. Аналитик Е. А. Клепикова (СибГЕОХИ).

ные условия кварц-альбит-эпидот-альмандиновой субфации зеленосланцевой фации (около 500—550° по Винклеру, 1969).

Зональность метасоматитов, развивающихся в гнейсо-гранитах вблизи тел габброидов, имеет следующий вид:

0 Гнейсо-гранит: кварц, лепидомелан, гастингсит, микроклин, олигоклаз.

1 Кварц, литиевый биотит, микроклин, альбит, магнетит.

2 Кварц, альбит, микроклин.

3 Кварц, литиевый биотит, микроклин, альбит, магнетит.

00 Габброид.

Особенности внутреннего строения рассматриваемых тел позволяют предполагать, что их формирование сопровождалось выполнением полостей в сочетании с метасоматическим замещением боковых пород.

Биотит-кварц-полевошпатовые метасоматиты по минеральному составу близки к кварц-метасоматическим жилам, но не имеют крупных кварцевых обособлений (ядер). Эти образования установлены в районе перевала Даван. Особенности внутреннего строения тел биотит-кварц-полевошпатовых метасоматитов рассматриваются на примере одного из тел, которое располагается в тонкополосчатых биотитовых гнейсо-гранитах аляскитового состава и имеет юго-восточное падение под углом 40—50°. Контакты тела метасоматитов с гнейсо-гранитами четкие. Эндоконтакты его (0,3—0,5 м) сложены полосчатой биотит-альбит-кварц-микроклиновой породой. Розовый и белесый микроклины образуют прожилки и нечетко выраженные овоиды размером до 1,5—2 см. Большая по мощности часть тела сложена средне-крупнозернистыми неясноочково-полосчатыми биотит-кварц-альбит-микроклиновыми (амазонитовыми) породами с устойчивым преобладанием микроклина над альбитом и незначительными вариациями содержания литиевого биотита (3—5%). Микроструктура породы гранобласто-

## Железистость слюда

	72д	3/472	7/988	Д	7/574	К-16/7	К-55	52д	9/836
$f^0$	0,39	0,33	0,24	0,36	0,28	0,27	0,31	0,69	0,93
$f'$	0,98	0,97	0,94	0,83	0,98	0,97	0,85	0,77	0,87
$f''$	0,98	0,98	0,95	0,88	0,98	0,98	0,89	0,92	0,99

Примечание.  $f^0 = \frac{Fe^{3+}}{Fe^{2+} + Fe^{3+}}$  — степень окисления,  $f' = \frac{Fe^{2+}}{Fe^{2+} + Mg}$  — стандартная железистость,  $f'' = \frac{\Sigma Fe}{\Sigma Fe + Mg}$  — общая железистость.

## Кристаллохимические формулы слюда

72д [(K, Na)<sub>0,82</sub>Ca<sub>0,08</sub>]<sub>10,90</sub>(Mg<sub>0,13</sub>Fe<sub>1,40</sub><sup>2+</sup>Fe<sub>0,91</sub><sup>3+</sup>Li<sub>0,08</sub>Mn<sub>0,06</sub>Ti<sub>0,23</sub>Al<sub>0,19</sub>)<sub>3,00</sub>(Si<sub>2,85</sub>Al<sub>1,15</sub>)<sub>4,00</sub>O<sub>10</sub> →  
→(O<sub>1,31</sub>OH<sub>0,62</sub>F<sub>0,07</sub>)<sub>2,00</sub>

3/472 [(K, Na)<sub>0,82</sub>Ca<sub>0,05</sub>]<sub>10,87</sub>(Mg<sub>0,09</sub>Fe<sub>1,60</sub><sup>2+</sup>Fe<sub>0,79</sub><sup>3+</sup>Li<sub>0,04</sub>Mn<sub>0,04</sub>Ti<sub>0,14</sub>Al<sub>0,30</sub>)<sub>3,00</sub>(Si<sub>2,89</sub>Al<sub>1,11</sub>)<sub>4,00</sub> →  
→O<sub>10</sub>(O<sub>1,00</sub>OH<sub>0,80</sub>F<sub>0,08</sub>)<sub>2,00</sub>

7/988 [(K, Na)<sub>0,78</sub>Ca<sub>0,37</sub>]<sub>11,10</sub>(Mg<sub>0,24</sub>Fe<sub>1,74</sub><sup>2+</sup>Fe<sub>0,56</sub><sup>3+</sup>Mn<sub>0,04</sub>Ti<sub>0,15</sub>Al<sub>0,27</sub>)<sub>3,00</sub>(Si<sub>3,10</sub>Al<sub>0,90</sub>)<sub>4,00</sub>O<sub>10</sub> →  
→(O<sub>1,70</sub>OH<sub>0,18</sub>F<sub>0,12</sub>)<sub>2,00</sub>

7/574 [(K, Na)<sub>0,78</sub>Ca<sub>0,04</sub>]<sub>10,82</sub>(Mg<sub>0,09</sub>Fe<sub>1,74</sub><sup>2+</sup>Fe<sub>0,66</sub><sup>3+</sup>Li<sub>0,03</sub>Mn<sub>0,04</sub>Ti<sub>0,13</sub>Al<sub>0,21</sub>)<sub>3,00</sub>(Si<sub>2,87</sub>Al<sub>1,13</sub>)<sub>4,00</sub> →  
→O<sub>10</sub>(O<sub>0,85</sub>OH<sub>1,08</sub>F<sub>0,07</sub>)<sub>2,00</sub>

К-16/7 (K<sub>0,79</sub>Na<sub>0,02</sub>Rb<sub>0,02</sub>)<sub>0,83</sub>(Mg<sub>0,05</sub>Fe<sub>0,75</sub><sup>2+</sup>Fe<sub>0,75</sub><sup>3+</sup>Li<sub>0,26</sub>Mn<sub>0,02</sub>Ti<sub>0,04</sub>Al<sub>0,58</sub>)<sub>2,00</sub>(Si<sub>2,76</sub>Al<sub>1,24</sub>)<sub>4,00</sub> →  
→(O<sub>8,23</sub>OH<sub>1,17</sub>)<sub>10</sub>(OH<sub>1,46</sub>F<sub>0,54</sub>)<sub>2,00</sub>

Т-55 (K, Na)<sub>0,87</sub>(Mg<sub>0,47</sub>Fe<sub>1,21</sub><sup>2+</sup>Fe<sub>0,55</sub><sup>3+</sup>Li<sub>0,08</sub>Mn<sub>0,03</sub>Ti<sub>0,14</sub>Al<sub>0,52</sub>)<sub>3,00</sub>(Si<sub>2,93</sub>Al<sub>1,07</sub>)<sub>4,00</sub>O<sub>10</sub>(O<sub>1,03</sub>OH<sub>0,66</sub>)<sub>2,00</sub> →  
→F<sub>0,31</sub>)<sub>2,00</sub>

52д (K<sub>0,64</sub>Na<sub>0,07</sub>Ca<sub>0,01</sub>)<sub>0,72</sub>(Mg<sub>1,86</sub>Fe<sub>0,01</sub><sup>2+</sup>Fe<sub>0,08</sub><sup>3+</sup>Li<sub>0,004</sub>Mn<sub>0,006</sub>Ti<sub>0,02</sub>Al<sub>0,02</sub>)<sub>2,00</sub>(Si<sub>2,33</sub>Al<sub>1,67</sub>)<sub>4,00</sub> →  
→(O<sub>7,19</sub>OH<sub>2,81</sub>)<sub>10</sub>(OH<sub>1,94</sub>F<sub>0,06</sub>)<sub>2,00</sub>

Расчет формул минералов выполнен по методу И. Д. Борнеман-Старынкевич (1964).

вая, иногда неотчетливо порфиروبластовая. Кроме серых и розоватых микроклинов, относительно равномерно в массе породы распределен голубоватый амазонит. Асимметричное положение (со смещением в сторону лежачего бока) в теле занимают тонкополосчатые кварц-альбит-микроклиновые и пегматоидные кварц-микроклин-альбитовые породы с повышенными содержаниями флюорита. Микроклин в породе розовый. В пегматоидных кварц-микроклин-альбитовых породах развиты маломощные (3—5 см) жилообразные обособления серого кварца.

Из сопоставления химического состава гнейсо-гранитов и пород различных зон метасоматического тела следует, что большие различия между ними отсутствуют. Лишь микроклин-кварц-альбитовые породы из центральной части тела по сравнению с гнейсо-гранитами обогащены натрием, алюминием и незначительно обеднены Fe<sup>3+</sup>, Fe<sup>2+</sup>, Ca, Ti, K.

Минеральные парагенезисы литиевого биотита, амазонита, альбита, кварца характеризуют температурные условия зеленосланцевой фации метаморфизма. Как известно (Щерба, 1968; и др.), процессы альбитизации в гранитоидах проявляются при температуре 400—500°C.

Процессы грейзенизации в Даванской зоне смятия проявлены чаще в гнейсо-гранитах состава аляскитовых гранитов, нередко вблизи от контактов этих пород с сиенито-диоритами. Особенности внутреннего строения грейзеновых тел рассматриваются на примере одного из тел района перевала Даван. Грейзенизация развита в гнейсо-гранитах на контакте с огнейсованными сиенито-диоритами. Пологозалегающее

асимметрично-зональное грейзеновое тело при ширине выхода на земную поверхность 40—60 м (истинная мощность тела около 15 м) прослежено по простиранию на 150 м. От контакта с сиенито-диоритами (лежащий бок тела) по направлению к висячему боку тела выделяются следующие метасоматические зоны: 1 — протолитионит-альбит-кварцевая (2,5—3,0 м); 2 — протолитионит-микроклин-кварц-альбитовая (3—3,5 м); 3 — биотит-альбит-кварц-микроклиновая (1,5—2,0 м). Последняя зона сменяется слабомикроклинизированными гнейсо-гранитами, в которых развита маломощная зона магнетит-альбит-кварц-биотитового состава. Граница между первой и второй зонами четкая. Протолитионит-альбит-кварцевые грейзены — мелкозернистые, неравномерно-полосчатые породы, в которых наблюдаются отдельные полосы, обогащенные альбитом или дымчатым кварцем с протолитионитом. Микроструктура породы гранобластовая, лепидогранобластовая. Кристаллы альбита № 8-10 корродированы кварцем, а также зеленовато-бурым протолитионитом (см. табл. 3).

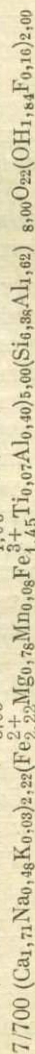
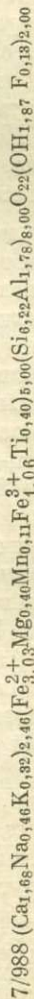
Протолитионит-альбит-кварцевые грейзены в направлении к висячему боку тела резко переходят в протолитионит-микроклин-кварц-альбитовые и далее в биотит-альбит-кварц-микроклиновые метасоматиты. Породы мелко-среднезернистые, тонкополосчатые. В отличие от протолитионит-альбит-кварцевых грейзенов в рассматриваемых породах присутствует решетчатый микроклин, который корродирует альбит. Более позднее проявление микроклинизации по отношению к кварц-альбитовому комплексу подтверждается развитием в породах прожилков розового микроклина. В породах с повышенным содержанием микроклина слюда представлена биотитом. Часть вынесенных при грейзенизации компонентов фиксировалась в гнейсо-гранитах в сопряженных зонах отложения. Одна из таких зон (0,2 м) магнетит-альбит-кварц-биотитового состава вскрыта в гнейсо-гранитах в рассматриваемом пересечении. Микроструктура породы лепидогранобластовая. В магнетит-альбит-биотитовом агрегате в повышенных количествах присутствуют флюорит, сфен, ортит. Биотит рассматриваемой породы отличается от лепидомелана гнейсо-гранитов более высоким содержанием  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ , F и пониженными концентрациями  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , FeO, CaO, MnO,

Таблица 5  
Химический состав гастингситов грубоочкового бластомионита (обр. 7/988), гастингсит-альбит-кварцевого метасоматита (обр. 7/700) Даванской зоны

Образец	$\text{SiO}_2$	$\text{TiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	FeO	MnO	MgO	CaO	$\text{Na}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}$	$\text{P}_2\text{O}_5$	F	Сумма	F-O	$f^0$	$f'$	$f''$
7/988	39,44	3,42	9,38	8,92	23,37	0,80	4,72	9,96	4,49	4,57	0,32	0,26	100,65	0,41	0,26	0,88	0,93
7/700	41,52	0,58	11,12	12,55	17,29	0,58	3,42	10,38	4,62	1,57	Не опр.	0,32	100,95	0,13	0,42	0,74	0,85

Примечание.  $f^0$  — степень окисления,  $f'$  — стандартная железистость,  $f''$  — общая железистость. Аналитик Е. А. Клепикова (СибГЕОХИ).

Кристаллохимические формулы



воды (п. п. п.), а также снижением стандартной ( $f'$ ) и общей ( $f''$ ) железистости (см. табл. 3).

В 80—100 м к северо-востоку от описанного пересечения в гнейсогранитах у контакта с сиенито-диоритами проявлены процессы грейзенизации и альбитизации. Четкой зональности в метасоматических породах по данному пересечению не наблюдается. В альбитизированных гнейсогранитах развиты многочисленные полосы альбит-микроклин-фенгит-кварцевого состава, количество которых возрастает к контакту с огнейсованными сиенито-диоритами. Мелкочешуйчатая слюда представлена железистым фенгитом (см. табл. 3).

Таким образом, при развитии процессов грейзенизации в гнейсогранитах на контактах с сиенито-диоритами метасоматическую колонку можно представить в следующем обобщенном виде:

- 0 Гнейсо-гранит: кварц, лепидомелан, олигоклаз, микроклин.
- 1 Магнетит-альбит-кварц-биотит.
- 2 Кварц, литиевый биотит, олигоклаз, альбит, микроклин (амазонит).
- 3 Кварц, протолинионит (литиевый железистый фенгит), альбит, микроклин.
- 4 Кварц, протолинионит, альбит.
- 00 Сиенито-диорит.

Минеральный парагенезис протолинионита (фенгита), альбита, микроклина, кварца характеризует температурные условия зеленосланцевой фации метаморфизма. По данным Г. Н. Щербы (1968) в Казахстане процессы грейзенизации силикатных пород с образованием минеральных парагенезисов, близких к рассмотренным, развивались при 470—330°C. Можно предполагать, что процессы грейзенизации в Даванской зоне развивались в этих же температурных условиях.

Изменение химического состава пород при развитии процессов грейзенизации в гнейсогранитах показано в табл. 6, 7. Расчет баланса элементов в этих процессах выполнен атомно-объемным методом в абсолютных количествах атомов в  $10\ 000 \text{ \AA}^3$  (Рудник, 1966). При развитии по гнейсо-гранитному субстрату протолинионит-альбит-кварцевых грейзенов происходит вынос Al, Fe<sup>3+</sup>, Ca, Na, K. Грейзены по сравнению с гнейсогранитами обогащены кремнием. Накопление в этих породах Fe<sup>2+</sup> на контакте с сиенито-диоритами объясняется выносом железа из сиенито-диоритов. Вынесенные из зон грейзенизации элементы осаждались в сопряженных зонах. Натрий в форме альбита концентрировался в ближней к участкам грейзенизации зоне (пробы К-16/13—17). В биотит-альбит-кварц-микроклиновой зоне незначительно накапливался калий (проба К-16/21). Вынесенные фемические компоненты осаждались в маломощных зонах биотитизации (проба К-16/28), которые проявлены в гнейсогранитах со стороны всякого бока метасоматического тела. Заметно обогащены кремнием и натрием альбитизированные гнейсо-граниты на участках развития фенгит-полевошпат-кварцевых грейзенов (пробы К-32/7—8—16; табл. 7).

Альбит-слюдисто-кварцевые диафториты развиты в Даванской зоне смятия значительно шире, чем протолинионит (фенгит)-альбит-кварцевые грейзены. Как известно (Коржинский, 1955), оба типа пород представляют собой образования кислотной стадии в породах, бедных кальцием. Зоны и линзы альбит-слюдисто-кварцевых диафторитов развиты в гнейсогранитах, иногда на контактах разнородных по составу пород и в пространстве разобщены с протолинионит (фенгит)-альбит-кварцевыми грейзенами. Главное отличие альбит-слюдисто-кварцевых диафторитов от грейзенов с протолинионитом — отсутствие литиевых слюд.

Диафториты имеют сланцеватую, иногда полосчатую текстуру и сложены кварцем (30—70%), мусковитом (10—15%), биотитом (15—50%), альбитом (10—15%). В породе иногда присутствует наложенный микроклин (до 20—25%). Мусковит обычно развивается по биотиту. В диафторитах

Химический состав пород метасоматической зоны I

Окисел	K-16/3	K-16/4	K-16/7	K-16/11	K-16/13	K-16/17	K-16/21	K-16/28	K-16/41
SiO <sub>2</sub>	67,52	77,23	86,49	84,71	78,23	76,85	76,68	53,91	75,87
TiO <sub>2</sub>	0,58	0,15	0,05	0,08	0,04	0,10	0,20	2,85	0,19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,85	10,23	7,28	8,45	12,55	12,04	11,77	11,02	11,90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,80	0,81	0,64	0,85	0,60	0,28	1,56	11,60	1,25
FeO	2,49	4,79	1,37	1,00	0,85	1,97	1,19	9,39	1,29
MnO	0,05	0,22	0,04	0,06	0,02	0,04	0,03	0,03	0,03
MgO	0,57	0,20	Не обн.	0,08	—	0,08	0,04	0,96	Не обн.
CaO	2,39	0,07	0,20	0,10	0,19	0,17	0,34	3,23	0,40
Na <sub>2</sub> O	3,16	1,40	2,60	3,46	4,70	3,16	2,98	2,60	3,03
K <sub>2</sub> O	5,30	3,00	1,05	1,10	3,16	5,20	5,76	2,30	5,20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,004	0,002	0,002	Не опр.	0,006	0,006	0,480	0,005
П. п. п.	0,54	1,28	0,23	0,23	0,17	0,17	0,30	1,15	0,15
Сумма	100,39	99,38	99,95	100,12	100,51	100,06	100,85	99,52	99,32
Li <sub>2</sub> O	0,011	0,08	0,055	0,070	0,02	0,049	Не опр.	0,014	0,0065
Уд. вес	2,780	2,71	2,700	2,70	2,70	2,690	2,69	2,720	2,690
Об. вес, г/см <sup>3</sup>	2,590	2,63	2,620	2,62	2,62	2,580	2,58	2,640	2,580

Абсолютное количество атомов в 10 000 Å<sup>3</sup>

Si	175,34	203,03	227,23	222,50	205,46	198,24	197,94	142,62	195,92
Ti	1,25	0,31	0,16	0,16	—	0,16	0,47	5,56	0,31
Al	45,40	31,68	22,71	26,00	39,00	36,61	36,05	34,31	36,40
Fe <sup>3+</sup>	5,30	0,13	1,26	1,73	1,26	0,62	2,95	23,20	2,33
Fe <sup>2+</sup>	5,46	10,29	3,00	2,21	1,74	4,35	2,64	20,81	2,80
Mg	2,18	0,79	—	0,31	—	0,31	0,16	3,82	—
Ca	6,71	0,16	0,62	0,31	0,63	0,47	0,93	9,21	1,09
Na	15,91	7,29	13,25	17,50	24,00	15,81	14,90	13,36	15,20
K	17,49	10,13	3,62	3,78	10,59	17,09	19,10	7,63	17,20

Примечание. K-16/3 — разнейсованный сиепто-диорит; K-16/4-7-11 — протолитионит-альбит-кварцевые грейзены; K-16/13 — протолитионит-микроклин-альбит-кварцевый метасоматит; K-16/17-21-биотит-альбит-кварц-микроклиновые метасоматиты; K-16/28 — микроклин-кварц-биотитовый метасоматит; K-16/41 — тонкополосчатый биотитовый гнейсогранит. Аналитик Н. Н. Ильяшенко (ЦЛ Иркутского геологуправления). Кроме материалов автора использованы химические анализы И. Н. Власова.

нередко присутствуют маломощные прожилки белого кварца. Аксессуарные минералы представлены (в скобках содержание, г/т): радиоактивным цирконом (220—610), цирконом (знаки — 100), магнетитом (20—12 300), ортитом (30—550), гельвин-даналитом (знаки — 70), флюоритом (до 160), реже фергусонитом (знаки — до 60), сфеном (до 220).

Отдельные мощные тела альбит-слюдисто-кварцевых диафторитов сопровождаются более поздними зонами выщелачивания, сложенными ноздреватыми, пористыми породами, состоящими преимущественно из кварца и микроклина (перевал Даван).

По данным Г. Винклера (1969), минеральная ассоциация мусковита, кислого плагиоклаза и кварца устойчива при давлении 1000 бар при температуре не выше 600°C. С учетом данных Г. Н. Щербы (1968) по температурным условиям образования кварц-мусковитовых пород Казахстана, можно предположить, что альбит-слюдисто-кварцевые диафториты в зоне Даванского разлома образованы при температуре не выше 400°C.

По-видимому, одновременно или с некоторым запаздыванием к времени проявления кислотного выщелачивания и образования альбит-слюдисто-кварцевых диафторитов в метаморфических породах Даванской зоны смятия получили развитие жилы и прожилки молочно-белого пострудного

Химический состав пород метасоматической зоны I

Окисел	K-32/5	K-32/7	K-32/8	K-32/11	K-32/16	K-32/22
SiO <sub>2</sub>	67,99	77,93	83,71	77,57	78,18	75,47
TiO <sub>2</sub>	0,55	Не обн.	Не обн.	0,03	0,05	0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,02	13,77	8,64	12,10	12,36	11,75
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,45	0,20	0,76	0,37	0,25	2,32
FeO	2,15	0,68	1,36	1,47	0,72	0,43
MnO	0,06	Сл.	0,03	0,06	0,03	0,04
MgO	0,45	Не обн.	Не обн.	1,09	0,05	Нет
CaO	1,93	0,25	0,20	0,17	0,39	0,22
Na <sub>2</sub> O	3,40	6,50	2,30	1,90	4,40	4,24
K <sub>2</sub> O	5,10	0,80	2,25	3,10	3,24	4,70
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,13	0,005	0,006	0,01	0,015	0,01
П. п. п.	0,38	0,15	0,06	1,47	0,42	0,27
Сумма	99,61	100,28	99,32	99,34	100,12	99,50
H <sub>2</sub> O	0,04	Не обн.	0,04	0,21	0,06	0,12
Уд. вес	2,78	2,71	2,70	2,70	2,70	2,69
Об. вес, г/см <sup>3</sup>	2,60	2,63	2,63	2,640	2,62	2,58

Абсолютное количество атомов в 10 000 Å<sup>3</sup>

Si	177,72	204,93	220,25	205,43	205,72	194,84
Ti	1,10	—	—	—	—	—
Al	46,00	42,60	26,80	37,81	38,30	35,90
Fe <sup>3+</sup>	4,85	0,31	1,43	9,54	0,47	4,35
Fe <sup>2+</sup>	4,69	1,58	3,02	3,18	1,58	0,93
Mg	1,72	—	—	4,29	0,31	—
Ca	5,31	0,64	0,63	0,48	1,10	0,62
Na	17,20	33,30	11,72	9,86	22,40	21,30
K	16,90	2,86	7,45	10,50	10,89	15,54

Примечание. K-32/5 — катаклазит по сиенит-диориту; K-32/7-8-11 — фенгит-микроклин-альбит-кварцевые грейзены; K-32/16-22 — альбитизированные гнейсограниты. Аналитик Н. Н. Ильешенко (ЦЛ Иркутского геологоуправления).

кварца. Это находит косвенное подтверждение в пространственной близости кварцевых жил и тел альбит-слюдисто-кварцевых диафторитов. Иногда жилы и прожилки молочно-белого кварца развиты непосредственно в диафторитах. Температура образования послегрейзеновых кварцевых жил в одном из районов Казахстана, по данным Г. Н. Щербы (1968), варьирует от 430 до 290°C. Вероятно, кварцевые жилы в зоне Даванского разлома также формировались при температуре не выше 400°C.

Особенности проявления метасоматических процессов регрессивного этапа в зоне Приморского глубинного разлома рассматриваются на примере Улан-Хана. Здесь в перекристаллизованных аляскитах приморского комплекса развито крупное пологозалегающее тело позднерифейских мелкозернистых биотитовых гранитов, в котором неравномерно проявлены процессы турмалинизации, альбитизации и грейзенизации. Висячий контакт тела с перекристаллизованными аляскитами резкий. В лежачем экзоконтакте метасоматического тела в катаклазированных аляскитах развиты многочисленные сетчатые жилы типа агматитов мелкозернистых гранитов. Процессы альбитизации и грейзенизации значительно проявлены в висячем боку тела, где на северном фланге развиты слюдисто-кварц-микроклин-альбитовые метасоматиты с малоэффективной экзоконтактной зоной грубозернистых и пегматоидных альбит-кварц-микроклиновых пород.

Висячий бок тела на восточном фланге сложен топаз-мусковит-кварцевыми грейзенами.

Мелкозернистые граниты представляют собой неравномерно катаклазированные альбит-кварц-микроклиновые породы с лейстами вторичного биотита, реже розеток турмалина. Породы состоят из микроклина (15—40%), альбита (15—40%), кварца (30—40%), биотита (1—3%), турмалина (1—2%). Обычно микроклин и альбит присутствуют в двух генерациях. Микроклин II почти без пертитовых вростков и образован при перекристаллизации микроклин-пертита I. Ранний таблитчатый альбит I образован, вероятно, в результате деанортизации плагиоклазов исходных пород. По микроклину II развивается лейстовидный водянопрозрачный альбит II. Поздняя альбитизация иногда проявляется также в образовании шахматного альбита. Грязно-зеленый биотит образован в процессе перекристаллизации породы и часто развивается по микротрещинам. Кристаллы турмалина первой генерации отчетливо корродируются альбитом II. После поздней альбитизации образованы прожилки турмалина II. Наиболее поздние минералы в породе — мелкочешуйчатые мусковитовые слюды, развивающиеся по микротрещинам в породе.

В мелко-среднезернистых мусковит-кварц-микроклин-альбитовых метасоматитах тела устанавливаются широкие вариации содержаний альбита (от 20 до 50%), микроклина (от 5—10 до 25—30%). Кварц присутствует в количестве 25—40%. Структура пород катакластическая, гранобластовая, порфиробластовая. Породы нередко имеют полосчатую текстуру, обусловленную чередованием существенно кварцевых полос с полосами, обогащенными полевыми шпатами. В кварцевых полосах встречается широко таблитчатый альбит первой генерации, полевошпатовые участки породы сложены в основном микроклином и небольшим количеством альбита. В массивных породах в кварце сохраняются реликты раннего микроклина. Решетчатый микроклин второй генерации слабо деформирован и иногда присутствует в идиоморфных зернах в раннем микроклине. Мелкочешуйчатая мусковитоподобная слюдка в ассоциации с флюоритом развивается по полевым шпатам и часто выполняет трещинки в породе.

Неравномерно мелко-крупнозернистые мусковит-кварцевые и топаз-мусковит-кварцевые грейзены имеют сладеватую, неотчетливо полосчатую текстуру и катакластические, реже порфиробластовые структуры. Зеленовато-желтая мелкочешуйчатая мусковитовая слюдка распределена в породе неравномерно, микрizonaми мощностью от 1 мм до 3,5 см и более. Содержание топаза в грейзенах достигает на отдельных участках 20—30 кг/т.

Процессы альбитизации и грейзенизации в мелкозернистых гранитах наиболее интенсивно проявлены в сопряженных зонах, что свидетельствует о почти одновременном их развитии. Однако наложение по трещинам на микроклин-кварц-альбитовые метасоматиты мелкочешуйчатых мусковитовых слюд и мусковит-кварцевого комплекса указывает на некоторое запаздывание во времени проявления грейзенизации по отношению к процессам альбитизации. Минералообразование в зоне завершилось развитием по трещинам поздних турмалиновых и кварцевых прожилков. Видимо, в то же время за пределами метасоматической зоны в перекристаллизованных аляскитах сформировались маломощные кварцевые жилы с вкрапленностью арсенопирита.

Химический состав слюдино-кварц-полевошпатовых метасоматитов и грейзенов по двум полным пересечениям тела приведен в табл. 8, 9. Из сопоставления атомно-объемным методом (Рудник, 1966) химического состава мелкозернистых биотитовых гранитов и метасоматитов на участке интенсивного проявления альбитизации следует, что эти процессы приводили к обеднению пород Si, Fe<sup>3+</sup>, Fe<sup>2+</sup>, Ca, частично K и накоплению в микроклин-кварц-альбитовых метасоматитах Na, частично Mg, Al. Процессы грейзенизации приводили к выносу из исходных пород Fe<sup>3+</sup>,

Химический состав пород по одному из пересечений метасоматического тела (Улан-Хан)

Окисел	9	К-69-12	К-72-1	К-72-3	К-72-11а	К-67-4б	К-67-9	К-67-12	К-68-5б
SiO <sub>2</sub>	74,42	75,15	74,02	77,17	74,21	73,35	72,65	76,42	68,32
TiO <sub>2</sub>	0,11	0,07	0,04	0,03	0,03	0,04	0,04	0,03	0,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,09	14,24	15,67	13,53	14,88	15,94	15,64	13,21	18,40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,96	0,34	0,20	0,24	0,07	0,22	0,12	0,10	0,28
FeO	0,16	0,18	0,14	0,14	0,11	0,11	0,11	0,21	0,14
MnO	0,002	Сл.	0,004	0,01	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	0,01
MgO	0,05	0,11	0,01	0,08	0,08	0,12	0,12	0,04	0,07
CaO	0,32	0,10	0,10	0,16	0,11	0,11	0,16	0,11	0,05
Na <sub>2</sub> O	3,48	5,25	7,05	6,25	5,25	6,00	5,00	4,62	1,00
K <sub>2</sub> O	4,79	5,00	3,25	1,62	5,75	4,37	5,62	5,62	9,37
Li <sub>2</sub> O	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002
Rb <sub>2</sub> O	0,07	0,060	0,034	0,018	0,064	0,052	0,068	0,080	0,170
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	0,07	0,04	0,03	Сл.	0,02	0,01	0,02	0,01
SO <sub>3</sub>	0,03	0,009	0,009	0,007	0,007	0,006	0,007	0,007	0,006
П. п. п.	0,81	0,63	0,64	0,63	0,51	0,75	0,56	0,61	1,22
Сумма	99,23	101,21	101,20	99,92	101,07	101,09	100,11	101,08	99,09
—O=F <sub>2</sub>		0,04	0,04	0,04	0,03	0,05	0,05	0,06	0,12
Уд. вес	2,647	2,663	2,663	2,663	2,674	2,674	2,674	2,640	2,646
Об. вес, г/см <sup>3</sup>	2,619	2,570	2,570	2,570	2,619	2,619	2,619	2,600	2,474

Абсолютное количество атомов в 10 000 А<sup>3</sup>

Si	195,76	186,40	183,57	191,47	184,02	181,93	180,29	189,53	169,41
Al	43,50	41,42	45,59	39,34	43,51	46,64	45,59	38,44	53,75
Fe <sup>3+</sup>	1,89	0,75	0,30	0,45	0,15	0,30	0,15	0,15	0,48
Fe <sup>2+</sup>	0,31	0,45	0,15	0,30	0,15	0,15	0,15	0,45	0,30
Mg	0,31	—	—	0,30	0,45	0,45	0,45	—	0,45
Ca	0,79	0,30	0,30	0,45	0,30	0,30	0,45	0,30	0,15
Na	17,69	25,18	33,97	30,10	25,18	28,91	24,14	22,05	4,77
K	16,10	15,79	10,28	5,07	18,33	13,86	17,58	17,58	24,90
Li		0,09	—	—	—	—	—	0,01	0,09

Примечание. 9 — средний состав (по 4 анализам) мелкозернистого биотитового гранита; К-69-12, К-72-1, 3, 11а, К-67-4б, 9, 12 — микроклин-кварц-альбитовые метасоматиты; К-68-5б — пергамтоидный альбит-кварц-микроклинный метасоматит. Аналитичи Э. Н. Ермакова, Р. Н. Русина (ЦЛ Иркутского геологуправления).

Fe<sup>2+</sup>, Na, K, Al, Ca и относительно обогащению пород на отдельных участках Si. Перераспределение элементов в породах зоны подтверждается расчетом баланса таких элементов, как натрия и алюминия, которые выносятся из участков грейзенизации и накапливаются в микроклин-кварц-альбитовых метасоматитах. K, Fe<sup>3+</sup>, Fe<sup>2+</sup>, Ca в этих процессах выносятся за пределы зоны в перекристаллизованные аляскиты, в которых со стороны всякого бока зоны значительно проявлены процессы серицитизации, турмалинизации.

Метасоматическую колонку в породах Улан-Хана можно представить в следующем обобщенном виде:

- 0 Биотитовый гранит: кварц, олигоклаз, микроклин, биотит, турмалин.
- 1 Кварц, биотит, альбит, микроклин, турмалин.
- 2 Кварц, мусковит, микроклин, альбит.
- 3 Кварц, мусковит, топаз.
- 4 Кварц, мусковит.
- 00 Катаклазит по аляскиту.

## Химический состав метасоматитов и грейзенов (Улан-Хан)

Окисел	К-56-7	К-59-4	К-59-26	К-65-4	К-65-14	К-66-1	К-66-6	К-66-8
SiO <sub>2</sub>	74,62	76,18	73,82	80,55	69,35	72,10	77,51	76,44
TiO <sub>2</sub>	0,01	0,02	0,03	0,07	0,07	0,04	0,30	0,28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,34	15,11	14,96	13,28	20,04	18,35	12,00	11,94
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,26	0,10	0,50	0,30	0,66	0,53	0,89	1,43
FeO	0,40	0,12	0,14	0,18	0,21	0,21	0,61	0,39
MnO	Сл.	Сл.	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02
MgO	0,14	0,45	0,31	0,30	0,23	0,30	0,35	0,15
CaO	0,16	0,55	0,38	0,43	0,13	0,24	0,13	0,18
Na <sub>2</sub> O	4,39	4,69	4,02	0,25	0,25	0,25	3,37	3,40
K <sub>2</sub> O	4,52	2,15	4,31	1,85	5,12	4,47	4,62	4,87
Li <sub>2</sub> O	0,002	0,0014	0,002	0,001	0,010	0,012	0,020	0,004
Rb <sub>2</sub> O	0,068	0,029	0,085	0,018	0,074	0,056	0,056	0,047
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	Сл.	0,005	0,01	0,02	0,04	0,30	0,28
SO <sub>3</sub>	0,01	»	0,05	0,006	0,007	0,009	0,006	0,006
П. п. п.	0,51	1,00	0,78	1,06	2,37	2,06	1,14	0,89
Сумма	100,14	100,40	99,40	98,32	98,56	98,69	101,33	100,33
F	Не опр.	—	—	1,80	—	1,20	0,28	0,10
B	»	—	—	0,005	—	0,003	0,006	0,003
Уд. вес	2,647	2,674	2,663	2,830	2,830	2,720	2,640	2,640
Об. вес, г/см <sup>3</sup>	2,619	2,619	2,570	2,790	2,790	2,625	2,600	2,600

Абсолютное количество атомов в 10 000 Å<sup>3</sup>

Si	195,99	200,25	190,24	226,27	171,95	178,80	192,21	189,68
Al	47,50	30,93	45,36	44,03	58,56	53,49	35,16	35,01
Fe <sup>3+</sup>	0,47	0,16	0,92	0,68	1,20	1,04	1,79	2,68
Fe <sup>2+</sup>	0,16	0,16	0,30	0,34	0,45	0,45	1,20	0,89
Mg	0,63	1,74	1,08	1,19	0,75	1,04	1,20	0,60
Ca	0,47	1,58	1,08	1,19	0,75	0,60	0,30	0,60
Na	22,41	23,98	20,12	1,36	1,20	1,20	10,58	16,39
K	15,15	7,10	14,24	6,63	16,09	14,16	22,06	15,35

Примечание. К-56-7 — турмалин-альбит-кварц-микроклиновый метасоматит; К-95 4, 26 — мусковит-микроклин-кварц-альбитовые метасоматиты; К-65-4, 14, К-66-1 — топаз-мусковит-кварцевые грейзены; К-66-6, 8 — перекристаллизованные катаклазиты по аляскитам. Аналитики Е.И. Ермакова, Р. Н. Русина, В. В. Сальманович (ЦЛ Иркутского геологуправления).

Аналогичные наложенные метасоматические процессы в зоне Приморского разлома на отдельных участках проявлены в крупнозернистых биотитовых аляскитов приморского комплекса. Парагенетические ассоциации в метасоматитах Улан-Хана свидетельствуют о развитии этих процессов в температурных условиях зеленосланцевой фации метаморфизма.

Отличия в минеральных парагенезисах поздних метасоматитов Даванской и Приморской зон обусловлены как различной щелочностью и геохимической специализацией пород субстрата (в частности разным составом элементов-минерализаторов), так и факторами глубинности. Ранее отмечалось (Летников, 1972), что в субщелочных гранитоидах таким минералам, как турмалин и топаз, свойственны средние глубины формирования, а флюориту — приповерхностные условия. Наши материалы подтверждают эту закономерность.

## ВЫВОДЫ

1. В зонах Даванского и Приморского глубинных разломов Западного Прибайкалья дислокационный метаморфизм позднерифейского времени, проявленный в среднепротерозойских субщелочных гранитоидах и вулканогенных породах, в температурных условиях амфиболитовой фации локально сопровождался процессами повторной гранитизации нормальной щелочности, которые развивались в условиях, отличающихся по глубинности и тектоническому режиму с участием ювенильных трансмагматических растворов.

2. Процессы повторной гранитизации позднерифейского возраста в зонах разломов Западного Прибайкалья фиксируются по развитию в бластомилонитах, бластокатаклазитах, гнейсо-гранитах мелких пластообразных тел и серий сближенных жил мелкозернистых реоморфических щелочноземельных гранитов, химические составы которых на диаграмме В. Н. Лодочникова «выпадают» из комплементарных рядов гранитоидов прельского и приморского комплексов.

3. В зонах позднего расслаивания, катаклаза, по контактам различных по составу пород в гнейсо-гранитах, бластомилонитах, бластокатаклазитах (Даванская зона смятия), а также в позднерифейских реоморфических гранитах (зона Приморского разлома) развиты метасоматиты и диафториты регрессивного этапа, которые сопровождаются акцессорной редкометальной минерализацией.

4. Метасоматиты регрессивного этапа позднерифейского возраста (680—1340 млн. лет) развивались в температурных условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма (550—400°C и ниже). Смена минеральных ассоциаций гастингсита, лепидомелана, микроклина, альбита в слюдисто-кварц-полевошпатовых метасоматитах на парагенезисы протолизионита (фенгита), альбита, кварца и мусковита, альбита, кварца в грейзенах и диафторитах в зоне Даванского разлома свидетельствует о том, что поздние типы метасоматитов по отношению к ранним развивались в условиях повышенной кислотности растворов. Аналогичный характер изменения кислотности-щелочности растворов устанавливается для метасоматитов Улан-Хана в зоне Приморского разлома, где на биотит-микроклин-кварц-альбитовые метасоматиты накладываются процессы кислотного выщелачивания с образованием топаз-мусковит-кварцевых грейзенов.

## ЛИТЕРАТУРА

Апельцин Ф. Р., Скоробогатова Н. В., Якушев Л. Н. Генетические черты гранитоидов Полярного Урала и условия их редкометальной металлогенической специализации. М., «Недра», 1967. 198 с.

Борнеман-Старинкесвич И. Д. Руководство по расчету формул минералов. М., «Недра», 1964. 224 с.

Брандт С. Б. Геохимия радиогенных газов, аномалии геохронологии и процессы метаморфизма. — В кн.: Минеральные месторождения. Междунар. геол. конгр., XXIV сессия. Докл. сов. геол. М., «Наука», 1972, с. 25—38.

Бурак В. А., Лобанов М. П., Хренов П. М. Роль глубинных разломов в размещении фаций метаморфизма и эндогенного докембрийского оруденения в складчатом обрамлении юга Сибирской платформы. — «Докл. АН СССР», 1966, т. 168, № 2, с. 404—406.

Бурак В. А., Лобанов М. П., Хренов П. М. О метаморфогенном рудообразовании. — «Сов. геол.», 1967, № 5, с. 11—24.

Бухаров А. А. Роль разломов в формировании Северо-Байкальского вулканического пояса. — В кн.: Глубинные разломы юга Восточной Сибири и их металлогеническое значение. М., «Наука», 1971, с. 77—87.

Бухаров А. А. Геологическое строение Северо-Байкальского краевого вулканического пояса. Новосибирск, «Наука», 1973. 138 с.

Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М., «Мир», 1969. 246 с.

Галецкий Л. С. Генгельвиновое оруденение — новый высококачественный тип бериллиевого сырья. — «Геология рудных месторождений», 1971, т. XIII, № 3, с. 21—30.

- Гинзбург А. П., Апелъцин Ф. Р. Редкометалльные месторождения, их связь с магматизмом и тектоническими структурами земной коры.— «Геология рудных месторождений», 1970, т. XII, № 2, с. 25—37.
- Ескин А. С. Древние метаморфические комплексы Западного Прибайкалья — В кн.: Геология Прибайкалья. Иркутск, 1969, с. 91—120.
- Ескин А. С., Обухов С. П., Хренов П. М. Граниты рапакиви из Западного Прибайкалья.— «Докл. АН СССР», 1970, т. 200, № 4, с. 921—924.
- Ескин А. С., Эз В. В., Смутьская А. И., Морозов Ю. А. Основные этапы развития Байкальского метаморфического пояса.— В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Восточной Сибири. Иркутск, 1974, с. 152—153.
- Залуцкий В. В. Плутогенез батолитовых формаций и потенциальная рудоносность гранитоидов на примере Северного Прибайкалья и Западного Забайкалья.— В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Иркутск, 1971, с. 147—162.
- Ингерсон Э. Методы и проблемы геологической термометрии.— В кн.: Проблемы рудных месторождений. М., ИЛ, 1958, с. 309—368.
- Казанский В. И. Дислокационный метаморфизм и эндогенное рудообразование в разломах кристаллического фундамента.— В кн.: Минеральные месторождения. Междунар. геол. конгр., XXIV сессия. Докл. сов. геол. М., «Наука», 1972, с. 63—73.
- Казанский В. И., Крупенников В. А., Омеляненко В. И., Прусс А. К. О структурных и петрологических условиях образования ураноносных альбититов.— «Геология рудных месторождений», 1968, № 1, с. 3—16.
- Копылов Э. Н. Петрология и геохимия эффузивов Северо-Байкальского вулканического пояса. Автореф. канд. дисс. Иркутск, 1974. 24 с.
- Коржинский Д. С. Очерки метасоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1965, с. 335—456.
- Коржинский Д. С. Потоки трансмагматических растворов и процессы гранитизации.— В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. Ч. 1. М., «Наука», 1972, с. 144—152.
- Кориковский С. П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М., «Наука», 1967. 294 с.
- Летников Ф. А. Гранитоиды глыбовых областей. Автореф. докт. дисс. Иркутск, 1972. 73 с.
- Лобанов М. П. Даванская зона смятия и связь с ней динамометаморфизма, метасоматоза и рудной минерализации (Северо-Западное Прибайкалье).— В кн.: Геология и полезные ископаемые Байкало-Патомского нагорья. Иркутск, 1966, с. 168—184.
- Лобанов М. П. О генезисе редкометалльных метасоматитов Прибайкалья.— «Геология рудных месторождений», 1970, т. XII, № 3, с. 23—32.
- Лобанов М. П. Магматические формации краевой зоны юга Сибирской платформы.— В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Восточной Сибири. Иркутск, 1974, с. 28—29.
- Лобанов М. П., Педяш Г. М. Явление гипогенного выщелачивания в порфиридах и гранитах Приморского хребта (Западное Прибайкалье).— В кн.: Палеогеографические условия формирования месторождений полезных ископаемых на юге Сибирской платформы. Иркутск, 1971, с. 110—116.
- Лодочников В. Н. Простейшие способы изображения многокомпонентных систем.— «Изв. Ин-та физ.-хим. анализа АН СССР», 1926, т. III, вып. 1, с. 31—43.
- Мануйлова М. М., Васильковский Д. П., Гурулев С. А. Геология докембрия Северного Прибайкалья. М.— Л., «Наука», 1964. 226 с.
- Мануйлова М. М., Никитина Л. П., Неелов А. Н., Михайлов Д. А. Итоги геохронологического изучения докембрия Восточной Сибири.— В кн.: Труды XV сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геол. формаций. 1967. М., «Наука», 1970, с. 72—79.
- Мануйлова М. М., Миронюк Е. П., Вишневский А. Н. и др. Корреляция магматических и ультраметаморфических комплексов докембрия фундамента эписреднепротерозойской Сибирской платформы и его складчатого обрамления.— В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Восточной Сибири. Иркутск, 1974, с. 10—11.
- Мац В. Д. Протерозойские образования Западного Прибайкалья.— В кн.: Геология СССР. Т. XVII. М., 1962, с. 79—100.
- Мац В. Д. Основные этапы геологического развития Западного Прибайкалья в верхнем докембрии.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Байкало-Патомского нагорья. Иркутск, 1966, с. 65—69.
- Перчук Л. Л. Равновесия породообразующих минералов. М., «Наука», 1970. 390 с.
- Рудник В. А. Атомно-объемный метод в применении к метасоматическому минерало- и породообразованию. Л., «Недра», 1966. 118 с.
- Рудник В. А., Белая Г. М., Терентьев В. М. Закономерности формирования кварц-полевошпатовых метасоматитов зон региональных разломов.— В кн.: Проблемы метасоматизма. М., «Недра», 1970, с. 261—274.
- Рудник В. А., Терентьев В. М. Щелочные метасоматиты зон региональных разломов — новый тип околорудных измененных пород.— В кн.: Матер. II конф. по околорудному метасоматизму. Л., 1966, с. 174—176.

Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. 2. М., «Недра», 1967, 696 с.

Собаченко В. Н., Вишняков Н. Н., Попов Ю. П., Пауллер А. М., Серова Н. Л. Особенности проявления тантало-ниобиевой минерализации в зоне глубинного разлома (Северо-Западное Прибайкалье).— «Докл. АН СССР», 1972, т. 206, № 1, с. 184—185.

Собаченко В. Н., Гуменюк В. А. О метасоматитах и связанной с ними минерализации в активизированных структурах Западного Прибайкалья и Присяянья.— В кн.: Металлогения областей тектоно-магматической активизации. Иркутск, 1973, с. 164—165.

Собаченко В. Н., Костюкова Е. С., Кузнецова А. И., Легейдо В. А., Новиков В. М., Петров Л. Л., Смирнова Е. В., Цыганский В. Д. Геолого-геохимическая характеристика гранитоидов Даванской и Приморской зон глубинных разломов Прибайкалья.— «Геохимия», 1974, № 2, с. 233—242.

Собаченко В. Н., Краснобаев А. А. О наложенном характере развития и возрасте редкометалльных метасоматитов в зонах глубинных разломов Западного Прибайкалья.— В кн.: Ежегодник Ин-та геохимии СО АН СССР. Иркутск, «Наука», 1974, с. 40—44.

Срывцев Н. А. Петрология верхнепротерозойских гранитоидов краевого шва юга Сибирской платформы (Татарниковский комплекс).— В кн.: Геология и полезные ископаемые юга Сибирской платформы. Л., «Недра», 1970, с. 133—146.

Срывцев Н. А. Петрология гранитоидов формации интрузивных чарнокитов (Северо-Западное Прибайкалье).— В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Восточной Сибири. Иркутск, 1974, с. 123—124.

Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж. Метаморфические реакции и метаморфические фации. М., ИЛ, 1962, 410 с.

Флерова К. В., Матеева Л. Н., Павлинский Г. В. Петрохимические особенности и некоторые вопросы генезиса магм прельского интрузивного комплекса гранитоидов (Северо-Западное Прибайкалье).— «Геол. и геофиз.», 1969, № 8, с. 41—54.

Хорева Б. Я. Принципы выделения и классификация метаморфических и плутоно-метаморфических формаций.— «Докл. АН СССР», 1967, т. 176, № 5, с. 1138—1141.

Хренов П. М. Геологические предпосылки поисков полезных ископаемых в Прибайкалье.— В кн.: Эндеогенное оруденение Прибайкалья. М., «Наука», 1969, с. 7—22.

Хренов П. М., Бухаров А. А., Гордиенко Н. В. Металлогения вулканоплутоночических поясов внегесинклинального типа.— В кн.: Металлогения областей тектоно-магматической активизации. Иркутск, 1973, с. 16—19.

Хренов П. М., Комаров Ю. В., Бухаров А. А., Гордиенко Н. В., Киселев А. И., Лобанов М. П. Вулканические пояса юга Восточной Сибири и их рудоносность.— В кн.: Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений. М., «Наука», 1966, с. 277—315.

Щерба Г. Н. Грейзеновые месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 309—374.

ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА  
МЕТАСОМАТИЧЕСКИ-ПАЛИНГЕННЫХ ГРАНИТОВ  
АЛДАНСКОЙ ФЛОГОПИТОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

Алданская флогопитоносная провинция расположена в центральной части Алданского кристаллического щита. Границами ее считаются на севере р. Алдан, на востоке — р. Учур, на юге — р. Иенгра и на западе — р. Чуга. До 50% и более площади этой обширной территории занято выходами гранитоидных пород, относящихся к мигматит-гранитной формации докембрийских кристаллических щитов. На первых этапах изучения Алданского щита образование гранитных пород представлялось главным образом как результат интрузии в одну или несколько последовательных фаз кислой — гранодиоритовой или гранитной — магмы. Формирование разнообразных мигматитов связывалось с последней, особенно широко проявившейся фазой аляскистов (Коржинский, 1936; Горшков, 1946; Дзевановский, 1946).

В дальнейшем по мере детализации и углубления исследований гранитоидов был накоплен фактический материал, свидетельствующий о многообразии процессов, участвующих в их образовании. Уже в 1953 г. Н. В. Фролова, детально изучив взаимоотношения гранитов с окружающими породами, пришла к выводу о наличии на Алданском кристаллическом щите двух генетических групп гранитов. Граниты первой группы, образующие во вмещающих породах согласные тела, по ее мнению, обязаны своим происхождением ультраметаморфическим процессам (или процессам гранитизации). Граниты второй группы, слагающие секущие тела, имеют чисто магматическую природу (Фролова, 1953). Б. М. Шмакиным (1958) в Куранахском флогопитоносном районе были выделены магматические гранодиориты и метасоматические аляскистовые граниты.

Достаточно подробно роль разнообразных процессов — перекристаллизации и метаморфической дифференциации, анатексиса, метасоматических замещений и реоморфизма — при образовании гранитных пород в докембрийских толщах, в том числе и для архея Алданского щита, обсуждалась в работах Н. Г. Судовикова (1959, 1964), Н. Г. Судовикова и др. (1962). В последнее время представление об ультраметаморфическом происхождении докембрийских гранитов на Алданском щите пользуется наиболее широким признанием. Считается, что процессам плавления и кристаллизации гранитов здесь предшествовала региональная переработка исходного субстрата — гранитизация, приблизившая состав вмещающих пород к составу гранита (Крылова и др., 1972). Аналогичные выводы получены также при структурном, петрографическом и химическом изучении мигматитов и гранитов других докембрийских массивов (Половинкина, 1969, 1970; Кинг, 1967). Однако и в настоящее время многие вопросы, касающиеся последовательности и механизма процессов и условий формирования гранитоидов древних щитов, остаются дискуссионными. Причина этого не только в сложности истории возникновения этих гранитоидов (Менерт, 1971), но и во все еще недостаточной изученности их вещественного состава.

В данной статье излагаются результаты геолого-геохимического изучения гранитных пород двух крупнейших флогопитоносных узлов Алданского горнопромышленного района: Канкунского и Эльконского. Обсуждаются геологические особенности, химический состав и редко-элементная характеристика всех встречающихся здесь их разновидностей. На основании анализа взаимоотношений разнообразных гранитоидов с вмещающими породами и изучения вещественного состава как гранитов, так и окружающих пород, а также учета особенностей строения всей архейской толщи Алданского щита в целом делаются выводы относительно их генезиса. Сразу же следует уточнить, что «гранитами» в данном случае названы породы, имеющие облик магматических образований: они характеризуются массивной текстурой, полным отсутствием директивных структур и сравнительно частым появлением пегматитовых сростаний калишпата с кварцем. По этим признакам они достаточно легко отличаются от повсеместно развитых на щите мигматитов и фельдшпатизированных пород.

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Всеми исследователями Алданского кристаллического щита отмечается тесная пространственная связь гранитоидов с полями мигматитов и гранитизированных пород, размещение которых контролируется глубинными разломами (Максимов, Угрюмов, 1966; Энтин, 1966). Не составляют исключения в этом отношении и гранитоиды изученных районов.

При крупномасштабной геологической съемке\* Канкунского и Эльконского флогопитоносных районов было установлено, что большая часть имеющихся здесь тел гранитов приурочена к центральному частям полей и зон мигматизации. За пределами зон мигматизации или на их периферии граниты встречаются крайне редко. Это или апофизы гранитных выделений, залегающих в мигматитовых зонах, или полностью изолированные гранитные тела, удаленные от зон мигматизации на сравнительно небольшие расстояния (первые сотни метров).

Ранее указывалось, что по структурному положению здесь выделяются согласные со слоистостью сланцев кососекущие и поперечные зоны и поля мигматитов и гранитов (Петрова и др., 1971). Вмещающими для этих образований являются породы федоровской свиты, представленные основными кристаллическими сланцами с подчиненными прослоями и линзами ультраосновных сланцев и карбонатных пород (Петрова и др., 1970).

Согласные зоны приурочены к границам литологически различающихся пластов или к пачкам тонкослоистых пород и располагаются в замковых частях продольных и поперечных складок, чаще антиклинальных. Они имеют форму седловидных залежей и характеризуются следующим зональным строением: краевые части сложены перекристаллизованными и мигматизированными сланцами, по направлению к центральным частям интенсивность мигматизации возрастает; в центральной части располагаются линзовидные, седловидные и пластообразные тела гранитов. Размеры таких гранитных тел сравнительно невелики — длина их достигает 0,5—0,8 км. Наличие постепенных переходов от гранитов этих тел через мощную зону мигматитов к вмещающим кристаллическим сланцам, их согласное положение и отсутствие в приконтактовых частях ксенолитов окружающих пород служит основанием для вывода об их кристаллизации *in situ*.

\* Съемка проводилась сотрудниками НИСа МГРИ под руководством Б. М. Роненсона. Запяывая геохимическими исследованиями, сотрудники Института геохимии, в том числе и автор настоящей статьи, работали в тесном контакте с этими геологами и принимали участие в съемке.

Кососекущие зоны и поля мигматитов и гранитов — наиболее мощные и протяженные. В ширину они достигают 200 м и более и прослеживаются под острым углом к слоистости вмещающих пород на несколько километров. Они проходят вдоль крыльев линейных складок, обычно располагаясь симметрично их осевой плоскости. Как показывает анализ, эти зоны контролируются сколовыми нарушениями, связанными с непрерывной складчатостью (Петрова и др., 1971). Периферические части их сложены теньевыми мигматитами, связанными постепенными переходами через зону мигматизированных сланцев с вмещающими породами. Граниты, как и в случае согласных зон, располагаются главным образом в центральных частях, где образуют линзовидные, гнездообразные или в виде грубой «сетки» тела, прослеживающиеся на 0,5—1 км при мощности 10—25 м. Граниты кососекущих тел размещаются также в перистых трещинах сколовых нарушений. При этом они всегда являются апофизами гранитоидных выделений внутри мигматитовых тел. Для гранитов апофиз и, в редких случаях, самих кососекущих тел, когда тела гранитов выходят за пределы кососекущих зон мигматитов, отмечаются резкие границы с вмещающими сланцами. Вблизи этих границ присутствуют скялиты окружающих пород, ориентировка которых указывает, что при становлении данные граниты испытывали перемещения в несколько метров, очень редко более 10 м.

В отличие от согласных и кососекущих зон, в которых количественно преобладают мигматиты, в поперечных зонах локализуются главным образом граниты. Они образуют дайки с прямолинейными резкими границами, иногда осложненными апофизами по слоистости вмещающих пород. Мощность даек колеблется в пределах 0,3—5,5 м, прослеживаются они до 300 м. Все поперечные зоны отходят от кососекущих или иногда от согласных зон и только в редких случаях удалены от них до 100 м и более, что позволяет рассматривать граниты этих тел как значительно перемещенные в пространстве.

Среди гранитов по текстурно-структурным признакам выделены следующие разновидности: аляскиты, ортотектиты и пегматиты. Они относятся к лейкократовым породам: количество темноцветных минералов в них редко превышает 3%.

Аляскиты представляют собой массивные светло-розовые и розовые равномерно-, мелко- и среднезернистые породы, сложенные калиевым полевым шпатом (40—50%), плагиоклазом (20—30%), кварцем (20—25%) и одним из темноцветных минералов — биотитом, амфиболом или диопсидом (1—3%). Постоянно присутствуют следующие акцессорные минералы: магнетит, циркон, апатит и сфен. Магнетит иногда содержится в количестве 1—3% и выступает тогда как породообразующий минерал. Количественные соотношения между породообразующими минералами достаточно устойчивы, что находит отражение в выдержанности химических составов аляскитов (см. табл. 1).

Ортотектиты названы массивные грубо- и крупнозернистые породы от светло-розового до мясо-красного цвета, что обусловлено цветом калиевого полевого шпата, преобладающего в их составе. Для ортотектитов характерно очень неравномерное распределение породообразующих и акцессорных минералов и большие вариации их содержаний. По количественным соотношениям кварца (0—20%), плагиоклаза (0—25%) и калишпата (50—80%) среди них выделяются сиениты, граносиениты и граниты; причем первые две разновидности преобладают. Кварц, когда он присутствует, зачастую образует гнездообразные и линзовидные довольно крупные ( $d=5-20$  см) обособления. Количество их увеличивается в центральных частях гранитных тел. Темноцветные минералы представлены главным образом темно-зеленым пироксеном, иногда биотитом, а акцессорные — крупными кристаллами (от 1 до 5—7 см по длинной оси) сфена, апатита, магнетита, реже отмечаются гранат, ортит и циркон.

Пегматиты относятся к крупно- и грубозернистым породам. От ортотектитов с «гранитными» соотношениями минералов они отличаются характерными графическими и мелкоблоковыми структурами, почти полным отсутствием темноцветных минералов и весьма равномерным распределением кварца, количество которого очень устойчиво и составляет примерно 30% объема породы.

В гранитных телах разного структурного положения перечисленные разновидности гранитов пользуются разной распространенностью. Согласные тела нацело сложены аляскитами. Но иногда в их центральных частях отмечаются пегматиты и ортотектиты. В кососекущих телах преобладают ортотектиты, хотя достаточно часты также аляскиты и пегматиты. Все разновидности при этом связаны постепенными переходами. Аляскиты обычно тяготеют к краевым участкам кососекущих тел. Поперечные тела сложены только или ортотектитами, или пегматитами. В редких случаях можно наблюдать в центральной части дайки, сложенной ортотектитом, неправильной формы пегматитовые участки.

Для аляскитовых гранитов согласных и кососекущих тел устанавливается отчетливо выраженная зависимость минерального состава от состава вмещающих пород. Среди наиболее кислых разновидностей кристаллических сланцев федоровской свиты — биотит-гиперстеновых плагиосланцев — развиты преимущественно биотитовые аляскиты. В участках с преобладанием основных пород — существенно диопсидовых плагиосланцев и сланцев — диопсидовые аляскиты. При этом в диопсидовых разновидностях аляскитов по сравнению с биотитовыми отмечается увеличение содержания калиевого полевого шпата и уменьшение содержания кварца. В ортотектитах и пегматитах кососекущих и поперечных тел независимо от состава вмещающих пород в качестве главного породообразующего темноцветного минерала почти всегда, за редкими исключениями, выступает диопсид. В то же время достаточно четко выявляется следующее: ортотектиты в толщах наиболее основных пород относятся к лейкосиенитам, а в толщах более кислых пород — к граносиенитам и гранитам.

#### ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ

Химический состав аляскитов и пегматитов (табл. 1, 3) очень сходен. Ортотектиты по сравнению с ними в среднем обеднены кремнеземом и обогащены глиноземом и щелочами (табл. 2). Кроме того, для химического состава ортотектитов характерны более значительные, чем в других гранитах, дисперсии содержания всех главных химических компонентов. Это хорошо согласуется с отмеченными в ортотектитах колебаниями количественных соотношений основных породообразующих минералов — калиевого полевого шпата и кварца — и находит отражение в рассчитанных по химическому составу пород соотношениях нормативных ортоклаза, альбита и кварца (табл. 2).

По классификации А. Н. Заварицкого изученные граниты относятся к группе пород, пересыщенных кремнекислотой ( $45 > Q > 6$ ) и богатых или пересыщенных щелочами ( $a : c = 8$ ;  $c = 0$  или  $\bar{c}$ ). Только отдельные пробы ортотектитов попадают в класс насыщенных  $\text{SiO}_2$  пород ( $6 > Q > -6$ ). На векторной диаграмме фигуративные точки аляскитов и пегматитов группируются в ее верхней части, а ортотектитов из-за значительных колебаний их химических составов растягиваются вдоль оси « $w$ ». Но все они располагаются справа от вариационных линий известных генетически связанных серий изверженных горных пород (Заварицкий, 1950) и оказываются ближе к фигуративным точкам среднего состава щелочных гранита и сиенита, чем среднего состава докембрийского гранита и гранита всех периодов по Р. Дели (рис. 1). Обращает на себя внимание следующая особенность: несмотря на то, что все изученные граниты характеризуются

## Химический состав аляскинтов

Компо- нент	С пироксеном								С роговой обманкой				С биотит.	С магнет.
	66-п	25-215	230-п	Б-14	Б-16	Ю-300	247-п	249-п	49-п	151-п	231-п	244-п	102-п	Бл-67
SiO <sub>2</sub>	70,16	72,11	71,05	71,36	71,52	74,95	70,31	75,67	74,28	72,02	69,58	76,00	71,35	74,56
TiO <sub>2</sub>	0,33	0,41	0,49	0,34	0,17	0,08	0,36	0,16	0,18	0,29	0,64	0,09	0,35	0,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,58	12,57	13,82	12,96	13,46	12,75	13,60	13,48	13,42	14,62	12,91	13,09	13,59	11,88
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,90	0,60	0,98	0,82	0,44	0,30	1,54	0,58	0,81	1,65	1,13	0,74	1,23	1,66
FeO	1,44	0,53	1,03	0,29	0,34	0,36	0,87	0,20	0,38	0,94	1,17	0,09	1,42	0,22
MnO	0,04	Не опр.	0,06	Не опр.	Не обн.	0,02	0,03	0,02	0,02	0,01	0,06	0,03	0,01	0,01
MgO	0,70	0,30	0,67	0,30	0,61	0,25	0,51	0,51	0,38	Не обн.	0,55	Сл.	0,16	0,20
CaO	1,60	1,68	1,50	1,54	1,82	2,59	2,10	1,40	1,50	0,90	1,71	1,68	0,97	2,24
Na <sub>2</sub> O	5,63	3,10	2,97	4,54	2,56	2,57	1,90	2,97	2,81	2,90	2,87	3,11	3,15	3,04
K <sub>2</sub> O	5,20	7,22	6,24	6,86	7,80	6,19	8,43	4,94	5,69	6,40	7,17	4,94	6,14	5,76
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,23	—	0,11	—	0,06	0,04	0,06	Не обн.	0,14	Не обн.	0,18	Не обн.	0,12	0,03
П. п. п.	0,24	0,61	1,09	0,60	0,76	0,46	0,76	0,51	0,78	0,94	1,26	0,53	1,11	0,30
Сумма	100,01	99,13	100,01	99,61	99,54	100,56	100,47	100,44	100,43	100,67	99,23	100,30	99,60	100,10

## Соотношения нормативных Ab, Or, Q и Ab/An

Ab	45	29	31	33	25	26	20	30	28	29	29	31	32	30
Or	36	46	42	45	51	41	56	33	38	42	48	32	41	38
Q	19	25	27	22	24	33	24	37	34	29	23	37	27	32
Ab/An	—	—	4,7		11,6	5	4,9	3,8	3,7	5,9	22,4	3,8	7,3	15,1

Примечание. Пробы 66-п, 25-215, 230-п, Ю-300, 151-п, 231-п и 102-п взяты в районе Канкунской группы флогопитовых месторождений, пробы Б-14, Б-16, 247-п, 249-п, 244-п и Бл-67 — в районе Эльконской группы флогопитовых месторождений, проба 49-п — в районе Эмельджанского месторождения. Пересчет анализов выполнен нормативно-молекулярным методом П. Нигли (Четвериков, 1956): Ab — альбит, Or — ортоклаз, Q — кварц, An — анортит. Здесь и далее приведенные химические анализы пород выполнены в химико-аналитической лаборатории Института геохимии СО АН СССР. Аналитики Е. А. Клешикова, С. Я. Гольдапель, Т. К. Бакалейникова.

Таблица 2

## Химический состав ортопектитов

Компонент	Из кососекающих тел						Из поперечных тел									
	47-п	64-п	104-п	25-п	138-п	15-26	39-п	46-п	65-п	110-п	Ю-19	Б-11	Б-46	Бл-68	Бл-69	106-п
SiO <sub>2</sub>	66,68	66,74	73,98	71,32	70,96	67,22	74,40	68,40	70,40	60,74	72,82	62,08	62,60	61,56	71,56	68,74
TiO <sub>2</sub>	0,25	0,06	0,09	0,27	0,32	0,25	0,33	0,33	0,46	0,39	Не обн.	0,10	0,20	0,18	0,25	0,33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,78	17,15	13,52	13,44	13,01	15,97	11,72	13,85	12,27	14,61	13,91	15,12	17,68	16,32	13,60	13,76
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,38	0,53	0,49	0,93	0,32	0,49	Не обн.	0,29	0,21	1,99	1,58	6,06	0,71	1,34	1,04	1,04
FeO	1,73	1,06	0,60	0,58	1,25	0,79	1,15	2,50	1,60	2,50	0,07	0,36	0,81	2,26	0,43	0,77
MnO	0,07	Сл.	0,01	0,03	0,03	0,03	0,06	0,07	Сл.	0,14	0,02	0,03	0,01	0,02	0,02	0,06
MgO	0,46	0,45	0,16	0,30	0,60	1,00	0,21	0,58	0,78	1,83	0,63	0,60	1,70	1,58	0,60	0,50
CaO	2,25	1,80	1,29	0,87	2,24	1,82	1,95	1,95	2,07	5,64	0,53	1,96	3,50	4,20	1,96	1,89
Na <sub>2</sub> O	1,96	4,15	3,37	2,36	3,17	3,31	2,47	3,43	4,32	3,27	3,38	4,05	3,90	3,24	3,30	3,27
K <sub>2</sub> O	10,06	7,42	5,94	8,24	7,00	8,12	6,55	6,98	6,37	7,39	6,62	8,64	7,92	7,90	6,10	8,22
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,23	0,05	0,002	0,17	0,02	Не обн.	0,29	0,32	0,52	0,39	0,20	0,05	0,04	0,12	0,08	0,14
П. п. п	0,65	Не обн.	0,29	0,90	0,78	0,54	0,86	1,08	0,82	1,34	0,66	0,63	0,62	1,29	1,50	1,40
Сумма	99,50	99,41	99,74	99,41	99,70	99,59	99,69	99,78	99,82	100,23	100,42	99,68	99,69	100,01	100,44	99,82

## Соотношения нормативных Ab, Or, Q и Ab/An

Ab	20	41	31	23	32	34	25	35	34	39	33	37	42	37	33	29
Or	67	49	39	53	46	54	43	47	44	58	41	59	56	60	41	54
Q	13	10	30	24	22	12	32	18	22	3	26	4	2	3	26	17
Ab/An	9,0	6,0	5,8	14,6	52,3	6,0	13,3	16,9	—	9,9	12,4	—	4,7	4,5	7,1	∞

Примечание. Пробы 64-п, 104-п, 138-п, 15-26, 65-п, 110-п, Ю-19 и 106-п взяты в районе Канкунской группы флогопитовых месторождений, пробы Б-11, Б-46, Бл-68 и Бл-69 — в районе Эльконской группы флогопитовых месторождений, пробы 47-п, 25-п, 39-п и 46-п — в районе Эмельджажских месторождений.

## Химический состав пегматитов

Компонент	88-п	148-п	76-п	Бл-70
SiO <sub>2</sub>	74,60	72,40	73,38	75,54
TiO <sub>2</sub>	0,11	0,34	0,10	0,11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,59	11,90	13,00	11,88
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,28	Сл.	0,86	0,87
FeO	1,26	1,07	1,04	0,07
MnO	0,006	0,02	0,03	0,01
MgO	0,32	0,60	0,29	0,20
CaO	0,96	1,96	0,92	1,46
Na <sub>2</sub> O	4,27	2,83	3,37	1,92
K <sub>2</sub> O	4,41	7,50	6,07	7,00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	0,06	0,014	0,02
П. п. п.	0,64	0,73	0,82	0,24
Сумма	100,54	99,39	99,82	99,32
<i>Соотношения нормативных Ab, Or, Q и Ab/An</i>				
Ab	41	23	33	19
Or	29	51	39	46
Q	30	26	28	35
Ab/An	9,8	∞	13,4	5,2

Примечание. Пробы 88-п, 148-п и 76-п взяты в районе Канкунской группы флогопитовых месторождений, проба Бл-70 — на Белибердинском месторождении Эльконской группы флогопитовых месторождений.

очень высокими содержаниями щелочей и по различным петрохимическим характеристикам (в частности, по модулю щелочности ф И. В. Лучицкого, 1962) попадают в группы пород, пересыщенных щелочами, в них отсутствуют щелочные породообразующие минералы. Подобная особенность отмечается по имеющимся у нас материалам и для гранитов шарыжалгайской и слюдянской докембрийских свит Южного Прибайкалья. По-видимому, она характерна для большей части гранитов докембрийских толщ основного состава и является отражением специфических условий их формирования, когда общая щелочность гранитов росла в основном вследствие повышения концентраций калия и минералогически это выражалось в расширении поля кристаллизации калиевого полевого шпата.

На диаграмме Таттла-Бозуна (рис. 2) фигуративные точки составов изученных гранитов смещены по направлению к ортоклазовой вершине треугольника. При этом фигуративные точки аляскитов и пегматитов группируются вблизи температурного минимума и котектических линий, полученных для разных давлений  $p_{H_2O}$ , а точки ортотектитов образуют ряд, протягивающийся от области температурного минимума к стороне треугольника Ab — Or (Ab : Or = 40 : 60). В ортотектитах, следовательно,

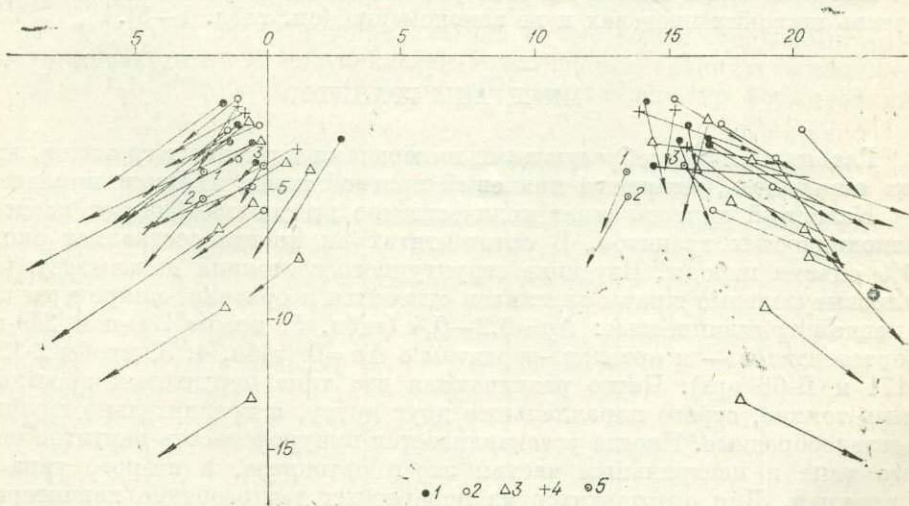


Рис. 1. Диаграмма химического состава гранитов Алданской флогопитоносной провинции (по А. Н. Заварицкому).

1 — аляскиты; 2 — ортотектиты кососекущих тел; 3 — ортотектиты поперечных тел; 4 — пегматиты; 5 — средние составы (по Р. Дэли) докембрийского гранита (1), гранита всех периодов (2) и щелочного гранита (3).

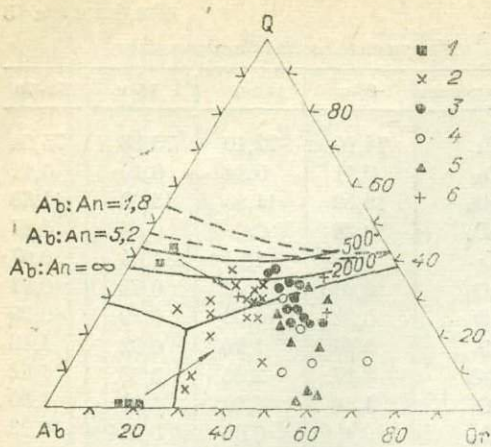


Рис. 2. Размещение нормативных составов пород Алданской флогопитоносной провинции на тройной диаграмме альбит — ортоклаз — кварц.

1 — кристаллические плагиосланцы и плагиогнейсы; 2 — теневые мигматиты; 3 — аляскиты; 4 — ортотектиты кососекущих тел; 5 — ортотектиты поперечных тел; 6 — пегматиты.

с калиевым полевым шпатом, или позднее. Отмеченные структурные и химические особенности позволяют предполагать, что калишипатизация гранитов происходила в процессе их кристаллизации и явилась результатом изменения условий кристаллизации гранитного расплава, обусловивших расширение поля кристаллизации калиевого полевого шпата. Часть кремнезема в условиях открытой системы могла быть вынесена из расплава потоком мигматизирующего флюида (Петрова и др., 1971). Из числа факторов, повлиявших на ход кристаллизации ортотектитов, следует исключить влияние аортитовой составляющей (Платен, 1967), так как отношение  $Ab/An$  во всех разновидностях гранитов изменяется в очень широких пределах и не закономерно (см. табл. 1—3).

## МИНЕРАЛЫ ГРАНИТОВ

Главными породообразующими минералами изученных гранитов, как уже отмечалось, являются калиевый полевой шпат, кварц и пироксен.

Калиевый полевой шпат количественно всегда преобладает во всех разновидностях гранитов. В ортотектитах он иногда составляет около 90% объема породы. Изучение структурного состояния показывает, что калиевые полевые шпаты аляскитов относятся к ортоклаз-микрортитам с низкой триклинностью:  $\Delta r = 0,2-0,4$  (табл. 5, пробы 230-п и 249-п), а ортотектитов — к ортоклаз-пертитам с  $\Delta r = 0$  (табл. 4, 5, пробы 2-131, 2-171 и Б-66 орт). Четко различаются два типа пертитовых вростков: очень тонкие, строго параллельные друг другу, и сравнительно грубые, веретенообразные. Иногда устанавливается приуроченность пертитов первого типа к центральным частям зерен ортоклаза, а второго типа — к краевым. Для ортотектитов из поперечных тел особенно характерны пертиты второго типа. Причем здесь они часто переходят в прожилки альбита, развивающиеся вдоль границ зерен ортоклаз-пертита. Как показывает химический анализ (табл. 4, 5), количество альбитовой составляющей в исследованных ортоклазах изменяется в широких пределах — от 16 до 42 мол.%. Количество аортитовой составляющей в среднем равно

при соотношениях нормативных полевошпатовых составляющих, близких к таковым в аляскитах и пегматитах, резко уменьшается содержание кварца. Создается впечатление, что в них проявлена дополнительная калишипатизация.

Ранее (Шмакин, 1958) было высказано предположение, что аляскитовые и микроклиновые граниты и микроклиновые пегматиты Алданской флогопитоносной провинции образуются в результате калиевого метасоматоза плагиогранитов и плагиоклазовых пегматитов в постмагматическую стадию. Однако этому предположению противоречит отсутствие в ортотектитах реликтового кварца и явлений коррозии кварца калиевым полевым шпатом. Структурные взаимоотношения минералов свидетельствуют о том, что кварц в данном случае кристаллизовался или одновременно

4 мол.%, в отдельных пробах оно изменяется от 3 до 6 мол.%. Содержания рубидия и лития достаточно устойчивы (табл. 5), а содержание бария колеблется в пределах 0,24—0,73% BaO.

Плагноклаз в гранитах представлен двумя генерациями. Количество плагноклаза I очень непостоянно: от единичных зерен до 20—25%. В большей части проб гранитов его зерна слабо серицитизированы и резорбируются калиевым полевым шпатом и кварцем. Но в некоторых пробах аляскитов он образует хорошо ограниченные зерна с полисинтетическими двойниками. Массовые измерения на федоровском столике показывают, что этот плагноклаз относится к олигоклазу, содержащему в среднем 23% аортитовой молекулы (в единичных пробах содержание An изменяется от 20 до 27%). К плагноклазу II относятся сравнительно мелкие зерна, развивающиеся в виде прожилков по границам зерен калиевого полевого шпата. Они представлены альбитом (до 10% An) и часто содержат мirmekитовые вроски кварца. Особенно характерен плагноклаз II для ортокритов.

Коэффициент распределения альбита между сосуществующими ортоклаз-микрпертитом и плагноклазом в изученных гранитах изменяется от 0,3 до 0,51. Это соответствует колебаниям температур формирования

Таблица 4

Химический состав калиевых полевых шпатов из гранитов

Компонент	Б-4	2-131	2-171	4
SiO <sub>2</sub>	65,48	64,76	65,28	65,06
TiO <sub>2</sub>	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,00	19,07	19,00	18,45
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,13
FeO	Сл.	Сл.	0,03	0,07
MgO	0,03	Не обн.	0,04	0,02
CaO	0,80	0,77	1,24	0,64
Na <sub>2</sub> O	4,12	1,88	4,74	3,92
K <sub>2</sub> O	9,58	14,10	8,98	11,09
BaO	0,60	0,67	0,39	0,73
П. п. п.	0,30	Не обн.	0,42	0,40
Сумма	99,91	100,84	100,12	100,51

Коэффициенты кристаллохимических формул (расчет на 32 кислорода)

Si	11,92	11,72	11,89	11,94
Al	4,07	4,36	4,07	3,99
Mg	—	—	0,01	—
Ca	0,15	0,15	0,24	0,13
Ba	0,04	0,04	0,02	0,05
K	2,22	3,26	2,08	2,60
Na	1,46	0,66	1,68	1,32
z	15,99	16,08	15,96	15,93
x	3,87	4,11	4,02	4,10
Or	58	80	52	63
Ab	38	16	42	34
An	4	4	6	3
Δp	—	0,0	0,0	—

Примечание. Δp — рентгеновская триклинность. Аналитик В. К. Бондаренко.

Таблица 5

Состав калиевых полевых шпатов из гранитов (неполный анализ)

Компонент	249-п	Б-13	Б-66 ав	230-п	Б-66 орт	2-165
K <sub>2</sub> O	9,68	10,39	9,57	11,80	10,64	11,32
Na <sub>2</sub> O	3,55	3,94	3,53	2,82	3,05	4,56
CaO	0,85	0,59	0,82	0,62	0,90	0,75
BaO	0,24	0,52	—	0,55	—	—
SrO	0,012	0,054	—	0,05	—	—
Rb <sub>2</sub> O	0,0214	—	0,0239	—	0,0281	—
Li <sub>2</sub> O	0,0022	—	0,0020	—	0,0020	—
Or	62	70	62	71	66	60
Ab	34	26	34	26	29	37
An	4	4	4	3	5	3
Δp	0,4	—	—	0,2	0,0	—

Примечание. Анализы выполнены атомно-абсорбционным методом. Аналитик В. А. Румянцев. Стронций определялся в лаборатории физических методов количественным спектральным методом. Аналитик С. Ярошенко.

Состав пироксенов из гранитов

Компонент	2-130	2-131	Ю-9	Компонент	2-130	2-131	Ю-9	
SiO <sub>2</sub>	49,56	50,76	50,30	Коэффициенты кристаллохимических формул (расчет на 4 катиона)				
TiO <sub>2</sub>	0,29	0,24	0,39		Si	1,92	1,97	1,94
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,19	1,19	1,78		Ti	0,01	0,01	0,01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,27	2,89	3,65		Al	0,05	0,06	0,08
FeO	12,78	11,23	10,65		Fe <sup>3+</sup>	0,09	0,08	0,10
MnO	0,42	0,29	0,35		Fe <sup>2+</sup>	0,42	0,36	0,34
MgO	8,72	10,00	10,40		Mn	0,02	0,01	0,01
CaO	22,91	22,07	20,87		Mg	0,50	0,58	0,60
Na <sub>2</sub> O	0,54	0,27	0,81		Ca	0,95	0,91	0,86
K <sub>2</sub> O	0,00	He обн.	—		Na	0,04	0,02	0,06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,01	0,01	K	—	—	—	
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	He обн.	He обн.	—	<i>f<sub>m</sub></i>	50,50	43,60	43,00	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,64	0,60	—					
F	0,04	0,03	0,06					
П. п. п.	—	—	0,60					
F <sub>2</sub> ≈ O	0,02	0,01	0,02					
Сумма	100,36	99,57	99,79					

Примечание. Аналитик С. Я. Гольдапель.

рассматриваемых парагенезисов, определенных по графику Барта (Войткевич и др., 1970) в 610—730°C, а по графику Рябчикова — в 550—640°C. В реальность столь больших вариаций температур становления гранитов Алданской флогопитоносной провинции, исходя из имеющегося геолого-петрографического материала, трудно поверить, тем более что каких-либо закономерных изменений полученных значений температур от одной разновидности гранита к другой или в зависимости от их структурного положения не выявляется. В данном случае на рассчитанные коэффициенты распределения альбита помимо температуры формирования парагенезисов очень большое влияние оказывали и другие факторы. Снова подтверждается вывод о несовершенстве двуполевошпатового геотермометра и необходимости весьма осторожного его использования (Крылова и др., 1972). Исходя из того, что состав исследованных гранитов существенно отличается от эвтектических (см. рис. 2), для которых экспериментально получены минимальные температуры кристаллизации в 550—600°C, можно предполагать, что их температуры кристаллизации значительно выше.

Пироксен — самый распространенный темноцветный минерал в гранитах Алданской флогопитоносной провинции. Количество его обычно составляет 2—3% объема породы и только в редких случаях — 7—8%. По составу (табл. 6) и оптическим свойствам ( $cNg=41-43^\circ$ ,  $2V_{Ng}=64-70^\circ$ ) он относится к ряду диопсид — геденбергит. Его характерные особенности — высокая железистость ( $f_m=43-50\%$ ) и сравнительно высокий уровень содержания глинозема. Широкое распространение в гранитах парагенезиса диопсид — калиевый полевой шпат свидетельствует о том, что их кристаллизация осуществлялась в условиях высокой щелочности (Коржинский, 1957).

#### РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

Результаты определения содержаний редких элементов в исследованных разновидностях гранитов и в некоторых их минералах приведены в табл. 7, 8. Прежде всего обращают на себя внимание значительные вариации содержаний всех без исключения элементов в единичных пробах выборок, характеризующих любую разновидность гранита. Особенно

Таблица 7

Содержание редких элементов в гранитах Алданской флогопитоносной провинции (F, Sr, Ba, Hg — %, остальные — г/т)

Разновидность гранитов	Параметры	Co	Ni	Cr	V	Cu	Mo	Zr	Sn	Pb	Zn
Аляскинты	$\bar{C}$	2,6	3,5	3,4	12,6	17	1,5	120	2,6	14	43
	$C_{\min} - C_{\max}$	0,9—5,6	1,6—6,0	1,5—7,0	3,0—18	4,8—50	0,9—2,1	32—230	1,0—4,7	5—36	14—110
	$n$	17	18	17	16	16	18	16	15	15	15
Ортотектиты кососекущих тел	$\bar{C}$	1,2	3,3	3,7	12,0	10	1,2	53	4,6	8	30
	$C_{\min} - C_{\max}$	0,9—2,5	1,9—5,3	1,5—9,0	8,3—17,5	5—17	1,0—1,6	16—74	2,3—6,3	7,4—10,0	13—57
	$n$	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7
Ортотектиты поперечных тел	$\bar{C}$	2,0	3,0	5,4	12,2	20	1,8	99	4,0	14	32
	$C_{\min} - C_{\max}$	0,9—6,0	1,8—6,5	1,6—14,1	2,3—25,0	3,5—53	1,0—3,0	15—360	2,0—6,5	5—37	10—83
	$n$	14	14	13	14	13	14	14	12	14	14
Пегматиты	$\bar{C}$	0,9	2,8	9,7	5,4	8,0	0,9	42	2,0	6,8	28
	$C_{\min} - C_{\max}$	0,9—0,9	1,4—5,3	1,8—20,0	1,0—8,3	4—18	0,6—1,2	15—89	1,0—3,0	4—9	12—45
	$n$	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
Кларки редких элементов для малокальциевых гранитов (Turekian, Wedepohl, 1961)		1,0	4,5	4,1	44	10	1,3	175	3,0	19	39

Разновидность гранитов	Параметры	Rb	Li	Be	F	Sr	Ba	Hg	Ba/Sr	K/Rb
Аляскинты	$\bar{C}$	156*	7	0,56	0,015	0,036	0,294	$3,67 \cdot 10^{-5}$	8,2	362
	$C_{\min} - C_{\max}$	100—232	Сл.—17	0,2—1,0	0,007—0,030	0,013—0,083	0,07—0,55	$1 \cdot 10^{-5} - 11 \cdot 10^{-5}$	4,2—12,4	223—482
	$n$	15	15	18	18	17	17	11	17	15
Ортотектиты кососекущих тел	$\bar{C}$	229	<5	1,1	0,012	0,037	0,340	$2,8 \cdot 10^{-5}$	9,0	302
	$C_{\min} - C_{\max}$	178—340	Сл.—9	0,25—1,9	0,003—0,033	0,025—0,048	0,16—0,51	$1,2 \cdot 10^{-5} - 5,1 \cdot 10^{-5}$	6,1—11,6	214—371
	$n$	7	7	7	7	6	6	3	6	7
Ортотектиты поперечных тел	$\bar{C}$	224	5	1,8	0,017	0,039	0,396	$6,4 \cdot 10^{-5}$	10,4	280
	$C_{\min} - C_{\max}$	102—360	Сл.—8	0,8—4,5	0,008—0,027	0,025—0,067	0,22—0,57	$1,3 \cdot 10^{-5} - 17 \cdot 10^{-5}$	5,4—17,8	180—364
	$n$	13	13	14	14	13	13	8	13	11
Пегматиты	$\bar{C}$	214	5	1,7	0,012	0,025	0,130	$3,2 \cdot 10^{-5}$	4,6	251
	$C_{\min} - C_{\max}$	110—318	3—7	0,4—4	0,008—0,020	0,013—0,032	0,036—0,230	$1,9 \cdot 10^{-5} - 4,9 \cdot 10^{-5}$	2,8—7,2	180—322
	$n$	2	2	3	3	3	3	3	3	2
Кларки редких элементов для малокальциевых гранитов (Turekian, Wedepohl, 1961)		170	40	3	0,085	0,010	0,084	$0,8 \cdot 10^{-5}$	8,4	247

Примечание. Здесь и далее  $\bar{C}$  — среднее арифметическое содержания редких элементов;  $C_{\min} - C_{\max}$  — минимальная и максимальная концентрации редкого элемента;  $n$  — количество проб. Анализы выполнены в лаборатории физических методов анализа количественным спектральным методом аналитиками А. Д. Глазуновой (Co, Ni, Cr, V, Cu, Mo, Zr), В. А. Дегейдо (Sn, Pb, Zn), Л. Л. Петровым (Be, F) и С. Ярошенко (Sr, Ba) и в химической лаборатории атомно-абсорбционным методом аналитиками Д. Х. Николаевой (Rb, Li) и Г. С. Гормашевой (Hg).

Содержание редких элементов в минералах гранитов, г/т

Номер пробы	Минерал	Co	Ni	Cr	V	Cu	Zr	Sn	Pb	Be	F
2-130	Диопсид	24	18,5	10	86	15	84	7,0	5		
2-131	»	24	10	8,3	150	11	54	7,0	5		
2-178	»	22	10	15	66	3	58	14,0	7		
249-п	Биотит	71	36	85	620	150	50			0,55	17500
Орг.	Магнетит	28	25	160	2400						
47-п	Сфен	—	—	—	1000	—	>1000	315	—	2,1	2000
4-17	»	—	—	—	540	—	>1000	495			
2-130	Калиевый полевой шпат									0,3	100
2-131	То же									0,4	100
2-165	»									1,9	
2-169	»									0,8	
2-171	»	2	4							0,6	100
4-250	»									1,9	300
Б-11	»	2	4								300
Б-14	»	2	4								300

Примечание. Прочерк означает, что содержание элемента в соответствующем минерале ниже чувствительности примененной методики; пустая графа — определение не проводилось.

большие изменения содержания свойственны элементам, образующим самостоятельную минеральную фазу (цирконий) или концентрирующимся во второстепенных минералах, неравномерно распределенных в породе. Например, медь в сульфидах, образующих прожилковидные скопления. По-видимому, значительная доля редких элементов группы железа — Co, Ni, Cr и V — также сосредоточена в сульфидах. Характерно, что интервалы изменений содержания любого редкого элемента в выборках для каждой из выделенных разновидностей гранитов более, чем на 70—90% перекрываются, поэтому по редкоэлементной характеристике между изученными разновидностями гранитов значимых различий (на уровне  $p=0,95$ ) не наблюдается.

Средние уровни содержания редких элементов в каждой разновидности гранитов (табл. 7) определены как средние арифметические. Они же являются и наиболее вероятными средними значениями, поскольку проверка показала, что распределение редких элементов почти во всех выборках, характеризующих ту или иную разновидность гранитов, достаточно хорошо согласуется с нормальным законом распределения случайных величин. Полученные средние значения концентраций Co, Cr, Cu, Mo, Sn и Zr оказываются очень близкими к кларкам соответствующих элементов для малокальциевых гранитов, значения Ni, V, Zr, Pb, Li, Be и F — ниже кларков, а Rb, Sr, Ba и Hg — выше (табл. 7). Если же принимать во внимание концентрации редких элементов в единичных пробах, то следует признать, что геохимической особенностью изученных гранитов является преобладание уровней содержания многих редких элементов, очень близких к кларкам. Существенно отличаются от кларков лишь содержания V, Li, F, Sr, Ba и Hg. Самые высокие содержания V, Li, и F, обнаруженные в гранитах, оказываются ниже соответствующих кларков, а самые низкие концентрации Hg и Sr во всех гранитах и Ba в ортотектитах — выше кларков. Эта особенность является важной геохимической спецификой гранитов флогопитоносной провинции Адана.

Анализ содержания редких элементов в минералах гранитов показывает, что многие из них концентрируются в темноцветных и аксессуарных минералах (табл. 8). Так, коэффициенты концентрации ( $K=C_{\text{мин}}/C_{\text{пор}}$ ) редких элементов группы железа (Co, Ni, Cr, V) и Sn в диопсиде, биотите

и магнетите всегда значительно превышают единицу. Очень высокие концентрации ванадия и олова обнаруживаются также в сфене. По-видимому, на все эти минералы, хотя их количество в гранитах составляет 0,5—3%, приходится основная доля общего содержания в породе V и Sn. Что же касается Co и Ni, то темноцветными минералами и магнетитом в породе поставляется лишь незначительная часть их общего содержания. Основным минералом-носителем является калиевый полевой шпат, обнаруживающий хотя и низкие, но очень устойчивые содержания как Co (2 г/т), так и Ni (4 г/т). Если для темноцветных и аксессуарных минералов можно предполагать изоморфную форму вхождения Co, Ni, Cr, V и Sn из-за кристаллохимического сходства этих элементов с Mg, Fe<sup>2+</sup>, Fe<sup>3+</sup> и Ti, то форма вхождения Co и Ni в калиевый полевой шпат совершенно не ясна.

Главные минералы-концентраторы фтора — биотит, если он присутствует в породе, и сфен. Однако основная масса этого элемента в гранитах, как кобальта и никеля, рассеяна в основном их породообразующем минерале — калиевом полевоом шпате, содержащем от 100 до 300 г/т (табл. 8). В биотите фтор входит в группу (ОН). Форма вхождения его в сфен и калиевый полевой шпат не ясна.

Цирконий концентрируется в сфене. В диопсиде и биотите его коэффициенты концентраций ниже единицы. Поскольку этот элемент в изученных гранитах образует самостоятельную минеральную фазу — циркон, то вполне справедливо предположить, что на нее и приходится большая часть от общего содержания циркония в граните.

Медь и свинец, по-видимому, сосредоточены главным образом в сульфидах, постоянно присутствующих в гранитах в виде неравномерно распределенных пятнистых или прожилковидных скоплений. Основанием для такого предположения служат полученные низкие значения содержания этих элементов в диопсиде и сфене; коэффициенты концентрации в этих минералах ниже единицы или близки к ней.

Выявленные закономерности распределения редких элементов между минералами гранитов Алданской флогопитоносной провинции не обнаруживают каких-либо расхождений с общими закономерностями, установленными для гранитных пород (Ляхович, 1972). Распределение олова в изученных гранитах хорошо согласуется с его распределением в неоловоносных гранитах (Петрова, Легайдо, 1965).

В исследованных гранитах изучены также закономерности распределения Ce, La, Nd, Yb и Y, аналитические данные приведены в табл. 9—11. Между выделенными разновидностями гранитов по уровням содержаний этих элементов значимых различий не наблюдается. Вычисленные среднеарифметические уровни содержаний Ce, La и Nd близки к кларкам для малокальциевых гранитов, а Yb и Y — несколько ниже кларков.

Основными минералами-концентраторами всех редких земель и иттрия являются аксессуарные минералы гранитов: сфен и апатит (табл. 10). Они же и основные минералы-носители этих элементов (табл. 11). Следует также отметить, что хотя в сфенах и обнаруживаются более высокие содержания Ce, La, Nd, Yb и Y, чем в апатитах, соотношения этих элементов в обоих минералах в среднем одинаковы.

Основные выводы по распределению редких элементов в исследованных гранитах сводятся к следующим.

Выделенные разновидности гранитов по уровням содержаний всех без исключения изученных редких элементов между собой значимо не различаются.

Все разновидности гранитов характеризуются близкими к кларкам для малокальциевых гранитов уровнями содержаний Co, Ni, Cr, Cu, Mo, Sn, Pb, Zn, Zr, Be, Ce, La и Nd.

Геохимической спецификой их являются очень низкие по сравнению с соответствующими кларками содержания V, Li, F, Yb и Y и высокие

Содержание редких земель ( $\mu\text{г}/\text{г}$ ) и их отношения в гранитах Алданской флюгепитонической провинции

Разновидность гранитов	Параметры	Ce	La	Nd	Yb	Y	$\frac{\text{La}}{\text{Ce}}$	$\frac{\text{La}}{\text{Nd}}$
Аляскинты	$\bar{C}$	75	45	33	2,0	14	0,62	1,46
	$C_{\min}-C_{\max}$	30—180	11—120	6—66	1,1—4,0	3—60	0,37—0,87	0,70—2,22
	$n$	18	18	18	16	18	18	18
Ортогектиты кососекующих тел	$\bar{C}$	76	52	36	1,5	10	0,68	1,55
	$C_{\min}-C_{\max}$	59—110	31—71	20—62	0,7—2,5	4,6—15	0,60—0,90	1,14—2,55
	$n$	6	6	6	4	6	6	6
Ортогектиты поперечных тел	$\bar{C}$	115	73	51	2,8	19	0,69	1,58
	$C_{\min}-C_{\max}$	48—210	32—135	18—95	1,4—5,8	6—39	0,48—1,16	1,11—3,11
	$n$	11	11	11	10	10	11	11
Пегматиты	88-п *	511	45	37	2,0	7,5	0,09	1,21
	148-п *	30	9	4	1,2	2,7	0,30	2,25
	Бл-70 *	30	15	15	1,8	4,1	0,50	1,00
Кларки для малокальциевых гранитов		92	55	37	4,0	40	0,60	1,49

Примечание. Звездочкой отмечены номера проб. Анализы TR выполнены в лаборатории физических методов анализа Института геохимии СО АН СССР количественным спектральным методом. Аналитик Е. А. Смирнова.

Содержания редких земель (вес.%) и их отношения в сфенах и апатитах гранитов

Номер пробы	Минерал	Ce	La	Nd	Yb	Y	$\frac{La}{Ce}$	$\frac{La}{Nd}$
18-п	Апатит: из биотит-гиперстенового граунта	0,50	0,21	0,32	0,0062	0,16	0,42	0,66
47-п	из ортотектита	0,54	0,20	0,30	0,0110	0,17	0,37	0,66
62-п	»	0,43	0,13	0,25	0,0100	0,18	0,30	0,52
102-п	из аляскита	0,22	0,045	0,19	0,0110	0,34	0,20	0,24
A-2-6	из ортотектита	0,81	0,40	0,35	0,0037	0,12	0,49	1,14
47-п	Сфен из ортотектита	0,78	0,24	0,43	0,0110	0,16	0,31	0,56
4-17	То же	1,50	0,36	0,89	0,0500	>0,50	0,24	0,40
Банн.	»	3,0	>1,0	>1,0	0,0190	0,36	~0,39	~1,00
A-2-6c	»	1,20	0,40	0,73	0,0120	0,28	0,33	0,66

сравнительно с кларками содержания Sr, Ba, Hg, а в ортотектитах и Rb. Геохимическая специфика гранитов сохраняется независимо от того, кристаллизовались они *in situ* или являются перемещенными.

## О ГЕНЕЗИСЕ ГРАНИТОВ

Вопрос о генезисе гранитов в Алданской флогопитоносной провинции не может рассматриваться в отрыве от вопросов происхождения мигматитов. В геологической литературе неоднократно отмечалась теснейшая протостроенная связь этих образований в пределах всего Алданского кристаллического щита (Фролова, 1953; Петрова и др., 1971; Крылова и др., 1972; и др.). Столь же тесная связь для изученных гранитов и мигматитов отмечается и во времени. Калий-аргоновым методом для них получены хотя и изменяющиеся в значительных пределах, но очень близкие между собой значения абсолютного возраста (Волкова, Брандт, 1970).

После успешных экспериментов по анатектическому плавлению гнейсов и осадочных пород (Платен, 1967) гипотеза анатектического образова-

Таблица 11

Распределение редких земель между минералами ортотектита, г/т

Минерал	Содержание минерала в породе	Ce		La		Nd		Yb		Y	
		Ce в минерале	доля Ce, приходящаяся на минерал	La в минерале	доля La, приходящаяся на минерал	Nd в минерале	доля Nd, приходящаяся на минерал	Yb в минерале	доля Yb, приходящаяся на минерал	Y в минерале	доля Y, приходящаяся на минерал
Калишпат	71,0	—	—	19	13,5	—	—	1,1	0,78	1,6	1,14
Плагиоклаз	26,5	He	He	He	He	He	He	He	He	He	He
Кварц . . .	опр.	—	—	опр.	—	—	—	опр.	—	опр.	—
Диоксид . . .	1,5	30	0,4	15	0,2	~15	~0,2	3,0	0,04	8,0	0,12
Сфен . . .	0,6	7800	46,8	2400	14,4	4300	25,8	110,0	0,66	1600,0	9,60
Апатит . . .	0,4	5400	21,6	2000	8,0	3000	12,0	110,0	0,44	1700,0	6,80
Сумма . . .			68,8		36,1		38,0		1,92		17,66
Содержание элементов в вале . . .			68		41		38		2,0		17,8

ния мигматитов получила очень широкое признание. Однако в данном случае механизм мобилизации огромных объемов гранитных расплавов (судя по распространенности мигматитов и гранитов) в результате анатексиса вмещающих пород не может быть принят, поскольку вмещающие породы федоровской свиты на 95% представлены основными кристаллическими плагиосланцами, содержащими 0,45—1,30%  $K_2O$ .

На диаграмме Таттла-Боуэна (см. рис. 2) фигуративные точки составов пород федоровской свиты группируются вблизи «альбитовой» вершины треугольника, располагаясь на стороне Ab — Or. При плавлении пород такого состава без значительного привноса вещества в соответствующих условиях могут возникнуть лишь расплавы состава диоритов. Следовательно, для формирования широко распространенных в толще пород федоровской свиты существенно калищатовых мигматитов и гранитов необходим привнос вещества извне.

Предположение о том, что поставщиками гранитных расплавов в федоровскую свиту могут быть породы других свит алданского архея, подвергшиеся анатектическому плавлению, также не может быть признано состоятельным из-за специфики вещественного состава всей архейской толщи. В ее нижней части преобладают кварциты, в центральной — основные (главным образом двупироксен-роговообманковые) плагиосланцы и в верхней — основные и ультраосновные пироксеновые сланцы с большим количеством прослоев и линз кальцифиров. К тому же все эти породы сами очень интенсивно мигматизированы.

На основании исследований взаимоотношений разнообразных мигматитов с породами федоровской свиты ранее (Петрова и др., 1971) были сделаны следующие выводы. Мигматиты четко наложены на парагенезисы пород свиты. Минеральные преобразования при этом типичны для метасоматических процессов. Отмечается ясно выраженная зависимость состава мигматитов от состава вмещающих пород. Мигматитовые поля и зоны имеют достаточно отчетливое зональное строение: в краевых частях развиты мигматизированные сланцы, в центральных — тневые мигматиты. Парагенезисы мигматитов относятся к амфиболитовой фации и по отношению к парагенезисам вмещающих пород, кристаллизовавшихся в условиях гранулитовой фации, являются регрессивными. Все это позволяет считать, что мигматизация пород федоровской свиты в основе своей представлена высокотемпературными метасоматическими процессами, протекавшими в условиях амфиболитовой фации.

Изучение соотношений гранитов с мигматитами показывает, что аляскиты согласных и кососекающих тел развиваются среди тневых мигматитов в центральных частях мигматитовых полей и зон. Их состав при этом определяется составом вмещающих мигматитов, так что биотитсодержащие аляскиты развиты среди биотитовых мигматитов, а амфибол- и пироксенсодержащие — среди амфиболовых и пироксеновых мигматитов. Соответственно по химическому составу они оказываются очень сходными. Однако если между составами тневых мигматитов обнаруживаются значительные

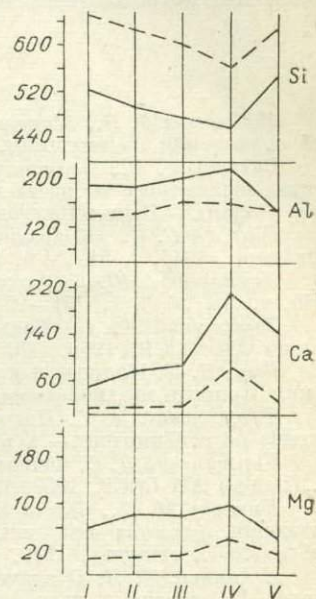


Рис. 3. Вариационные графики состава сланцев (сплошная линия) и образующихся по ним тневых мигматитов (штриховая).

По абсциссе — литологические группы сланцев: I — биотит-гиперстен - роговообманковые плагиосланцы, II — двупироксен-роговообманковые, III — биотит-диопсид-роговообманковые, IV — диопсидовые, V — кварц-диопсидовые плагиосланцы и гнейсы. По ординатам — формульные коэффициенты пород, рассчитанные по кислотному методу Т. Барта.

вариации в зависимости от состава исходных пород (рис. 3), то для состава аляскинтов подобной зависимости не наблюдается. В общем, если при мигматизации сланцев отмечается привнос или вынос какого-либо главного или редкого элемента, то в аляскитах эта тенденция как бы продолжается. В результате в аляскитах по сравнению с теньвыми мигматитами наблюдаются более низкие уровни содержания выносимых при мигматизации элементов и более высокие — привносимых элементов, а в целом химические и редкоэлементные составы выравниваются.

В отличие от мигматитов, в аляскитах отсутствуют метасоматические структуры. Особенности геологического положения, структуры и состава аляскинтов согласны и кососекающих тел однозначно свидетельствуют о том, что эти породы образовались при кристаллизации гранитных расплавов, возникающих в участках наиболее интенсивного проявления процессов мигматизации. Так как ортотектиты и пегматиты кососекающих и поперечных тел пространственно связаны с теми же полями и зонами мигматитов, что и аляскиты, и к тому же не отличаются от аляскинтов по редкоэлементной характеристике, логично предположить, что они кристаллизовались из таких же возникших при мигматизации расплавов, но перемещенных в пространстве по кососекающим тектоническим нарушениям или по поперечным зонам растяжения. Специфика тектонических условий их формирования обусловила развитие характерных грубо- и крупнозернистых структур и расширение поля кристаллизации калиевого полевого шпата (Петрова и др., 1971).

По способу образования все изученные граниты, таким образом, являются метасоматически-палингенными.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Войткевич Г. В., Мирошников А. Е., Поваренных А. С., Прохоров В. Г. Краткий справочник по геохимии. М., «Недра», 1970. 278 с.
- Волкова Н. В., Брандт С. Б. Применение калий-аргоновых изохрон к определению абсолютного возраста пород федоровской группы флогопитовых месторождений (Алдаи). — В кн.: Ежегодник-1969 СибГЕОХИ. Иркутск, 1970, с. 213—216.
- Горшков Г. С. Об архейских интрузивах Алданской плиты. — «Докл. АН СССР. Нов. сер.», 1946, т. 54, № 6, с. 527—529.
- Дзевановский Ю. К. Архейские граниты Алданской плиты. — «Докл. АН СССР», 1946, т. 54, № 3, с. 251—254.
- Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1950. 400 с.
- Кинг Б. К. Природа и происхождение мигматитов: метасоматоз или анатексис. — В кн.: Природа метаморфизма. М., «Мир», 1967, с. 227—241.
- Коржинский Д. С. Петрология архейского комплекса Алданской плиты (пересечение по р. Тимптон). — «Труды ЦНИГРИ», 1936, вып. 86, 73 с.
- Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М., Изд-во АН СССР, 1957. 184 с.
- Крылова М. Д., Седова И. С., Крылов И. Н., Глебовский С. С., Галибин В. А. Эволюция вещества при ультраметаморфизме (на примере докембрия Восточной Сибири). Л., «Наука», 1972. 180 с.
- Луцицкий И. В. О значении щелочного модуля для систематики изверженных пород. — «Геология и петрология докембрия», 1962, сер. геол., с. 62—69. (Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та, вып. 5).
- Ляхович В. В. Редкие элементы в породообразующих минералах гранитоидов. М., «Недра», 1972. 199 с.
- Максимов Е. П., Узрюмов А. П. Геологическое строение центральной части Алданского щита. — В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита М., «Наука», 1966, с. 51—58.
- Менерт К. Мигматиты и происхождение гранитов. М., «Мир», 1971. 328 с.
- Петрова З. И., Глазунова А. Д., Ройзенман В. М. Первичная природа кристаллических сланцев федоровской свиты (Алдаи) по геохимическим данным. — В кн.: Ежегодник-1969. СибГЕОХИ. Иркутск, 1970, с. 129—133.
- Петрова З. И., Легейдо В. А. К геохимии олова в магматическом процессе. — «Геохимия», 1965, № 4, с. 482—489.
- Петрова З. И., Позжарицкая Л. К. Геохимические особенности палингенных гранитоидов в древних глубокометаморфизованных толщах (на примере Алдаи). — В кн.: Ежегодник-1968 СибГЕОХИ. Иркутск, 1969, с. 125—128.

*Петрова З. И., Пожарицкая Л. К., Андронов В. К., Роненсон Б. М., Утенков В. А.* Ультраметаморфизм и образование гранитов в основных кристаллических сланцах Алдана.— В кн.: Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов (материалы к симпозиуму). Свердловск, 1971, с. 148—158.

*Платен Г.* Экспериментальное исследование анатексиса и генезис мигматитов.— В кн.: Природа метаморфизма. М., «Мир», 1967, с. 211—226.

*Половинкина Ю. И.* Ультраметаморфический петрогенезис в древних кристаллических массивах.— В кн.: Материалы IV Всесоюз. петрограф. совещ. Баку, Изд-во АН СССР, 1969, с. 470—471.

*Половинкина Ю. И.* Ультраметаморфизм и его роль в истории развития земной коры.— «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1970, ч. 99, вып. 5, с. 626—629.

*Судовиков Н. Г.* Ультраметаморфизм и гранитообразование.— «Вестник Ленингр. ун-та. Сер. геол. и геогр.», 1959, № 6, вып. 1, с. 51—62.

*Судовиков Н. Г.* Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Л., Изд-во ЛГУ, 1964. 550 с.

*Судовиков Н. Г., Другова Г. М., Крылова М. Д., Михайлов Д. А.* Петрография докембрия Алданского горнопромышленного района.— В кн.: Петрография Восточной Сибири. Т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 320—446.

*Фролова Н. В.* О происхождении гранитов архея Восточной Сибири.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1953, № 1, с. 28—37.

*Четвериков С. Д.* Руководство к петрохимическим пересчетам химических анализов горных пород и определению их химических типов. М., Госгеолтехиздат, 1956, 246 с.

*Шмакин Б. М.* Архейские гранитоиды Куранахского флогопитоносного района на Алдане.— «Изв. вузов. Геол. и разведка», изд. МГРИ, 1958, № 10, с. 46—60.

*Энтин А. Р.* Основные закономерности размещения флогопитовых и магнетитовых месторождений в Центрально-Алданской флогопитоносной и железорудной провинции.— В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М., «Наука», 1966, с. 85—92.

*Turekian K. K., Wedepohl K. H.* Distribution of the Elements in Some Major Units of the Earth's Crust.— «Geol. Soc. Amer. Bull.», v. 72, № 2, 1961, p. 175—191.

ПОЛЕВЫЕ ШПАТЫ  
МЕЗОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ  
РАЗЛИЧНЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ТИПОВ (МНР)  
И ИХ ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Возросший в последнее время интерес к исследованию полевых шпатов в гранитоидах вполне закономерен. Изучение свойств полевых шпатов показало, что они не только могут использоваться для классификации гранитоидов, но и являются чувствительным индикатором условий формирования гранитных пород.

На основании петролого-геохимических признаков и характера ору-денения среди мезозойских гранитоидов Монгольской Народной Республики выделен ряд геохимических типов \*: габбро-диоритовый, гранодиорит-гранитный стандартный, литий-фтористый и тип агпайтовых гранитов (Коваленко и др., 1974). Рассмотрим главные особенности и эволюцию состава и структурного состояния полевых шпатов в гранитоидах различных геохимических типов, а также в связанных с ними метасоматитах магматической и послемагматической стадий.

Химико-аналитические и рентгеновские исследования полевых шпатов мезозойских гранитоидов МНР выполнены в лабораториях физических методов исследований, химической и геохимии редких элементов Института геохимии СО АН СССР Г. Г. Афоной (триклинность и состав фаз полевых шпатов), Е. С. Костюковой и Е. П. Наумовой (барий, стронций), В. А. Легейдо (свинец, таллий, олово) и Л. И. Черной (калий, натрий, рубидий, литий, цезий). Данные о чувствительности и ошибках методов анализа на редкие элементы опубликованы ранее в работе В. И. Коваленко и др. (1974).

**Габбро-диоритовый тип** объединяет породы от габбро до кварцевых диоритов и монцонитов. В породах данного геохимического типа полевой шпат представлен плагиоклазом, состав которого меняется от лабрадора № 48—55 (в габбро-диоритах) до андезина или олигоклаз-андезина № 30—45 (в диоритах и монцонитах). Плагиоклаз в этих породах образует короткопризматические или таблитчатые зерна, которые характеризуются отчетливым идиоморфизмом по отношению к зернам других минералов. Щелочной полевой шпат в них, как правило, отсутствует или встречается в виде очень редких ксеноморфных зерен, цементирующих агрегаты других минералов.

Значительно шире распространены щелочные полевые шпаты в метасоматических зонах среди диоритов, например, в Джаргалантуингольском массиве. В Джаргалантуинском прогибе исследовались массивы крупнозернистых кварцевых диоритов, рвущие мезозойские отложения. В одном из указанных массивов (Джаргалантуингольском) установлены участки или линейные протяженные зоны, резко обогащенные крупными (до 5—8 см) вкрапленниками щелочного полевого шпата. По площади массива вкрапленники распределены крайне неравномерно. Например,

\* Геохимический тип гранитоидов объединяет в себе породы, близкие по химическому и минеральному составу, структурам, распределению редких элементов и характеру эволюции петрогенных и редких элементов.

в северо-восточном эндоконтакте массива диориты имеют равномерно-среднезернистое строение и не содержат вкрапленников, а в его центральной части и юго-восточном эндоконтакте количество крупных выделений щелочного полевого шпата составляет 20—40 и даже 80—90% объема породы. В породах, обогащенных вкрапленниками полевого шпата, одновременно отмечается некоторое увеличение количества кварца, относительно более кислого плагиоклаза (№ 20—25) и ксеноморфных зерен калиевого полевого шпата в основной массе породы вследствие резкого сокращения количества темноцветных минералов. В целом указанные породы соответствуют ряду гранодиорит — адалеллит.

Наряду с неравномерным распределением вкрапленников и приуроченностью наибольшего их количества к линейно-вытянутым, очевидно, трещинным зонам выдержанного субмеридионального простирания установлены факты пересечения кристаллами щелочного полевого шпата прожилков мелкозернистого аплитовидного гранита. Последние образуют ряд также субмеридионально ориентированных жильных тел, секущих породы Джаргалантуингольского массива, и сложены кварцем, полевыми шпатами, мусковитом и турмалином.

Эти данные однозначно свидетельствуют о позднем порфиробластическом росте вкрапленников щелочного полевого шпата в диоритах Джаргалантуингольского массива. Порфиробласты имеют правильную призматическую или близкую к оvoidной форму и содержат многочисленные включения зерен минералов основной массы породы. Какой-либо закономерности в распределении зерен-включений внутри порфиробласт не отмечается.

Указанные вкрапленники в породах Джаргалантуингольского массива представлены высоким или промежуточным ортоклазом, что устанавливается низкими значениями угла оптических осей ( $2V=57-66^\circ$ ) и степени рентгеновской триклинности ( $\Delta\rho=0,1-0,3$ ) (табл. 1). Триклинность калиевых полевых шпатов основной массы несколько выше ( $\Delta\rho=0,1-0,5$ ). Калиевые полевые шпаты порфиробласт и основной массы исследуемых гранитоидов различаются по составу: вкрапленники относительно щелочного полевого шпата основной массы обогащены ортоклазовым компонентом и обеднены альбитом.

Изученные щелочные полевые шпаты не гомогенны, и переменное количество альбитового компонента в них фиксируется в виде тонких пертитовых вростков. При исследовании состава фаз пертитов установлено, что в порфиробластах и калишпатах основной массы фазой-хозяином является практически чистый калиевый компонент, а пертитовые вростки представлены твердым раствором калишпата в альбите. В порфиробластах пертитовые вростки содержат до 4—6% растворенного калиевого компонента, а в щелочном полевои шпате основной массы — до 10—13%.

В порфиробластических породах обнаружены более высокие содержания рубидия и бария в порфиробластах по отношению к калишпатам основной массы. При этом если содержание рубидия во вкрапленниках возрастает незначительно, то содержание бария — более чем в 2 раза.

Следует отметить, что порфиробласты калиевого полевого шпата в породах Джаргалантуингольского массива характеризуются весьма высокими содержаниями бария и стронция (соответственно до 0,87 и 0,061%), не установленными ни в одном геохимическом типе мезозойских гранитоидов Монголии.

В большей части случаев в крупных порфиробластах фиксируются более низкие концентрации свинца и таллия по сравнению с калиевым полевым шпатам основной массы.

В районе Джаргалантуингольского прогиба кварцевые диориты — наиболее ранние мезозойские магматические образования. Они наблюдаются в виде ксенолитов среди биотитовых гранитов крупного Юдыгынского массива. Юдыгыньские гранитоиды пересекаются дайками и пластовыми

Таблица 1

Характеристика метасоматических калиевых полевых шпатов (порфиробласт и основной массы) гранодиоритов Джаргалантуингольского массива

Минерал	Номер пробы	K	Na	Ort+Ab	Rb	Li	Ba	Sr	Pb	Tl	Sn	Δp	2V°
Калиевый полевой шпат: вкрапленников основной массы вкрапленников основной массы вкрапленников основной массы вкрапленников основной массы вкрапленников основной массы	Ю-651/1	11,9	1,1	Ort <sub>87</sub> Ab <sub>13</sub>	405	6	8700	610	125	3,0	0,7	0,10	57
	»	11,4	1,3	Ort <sub>85</sub> Ab <sub>15</sub>	350	5	3600	460	135	17,5	0,9	0,10	—
	Ю-651/2	12,0	1,3	Ort <sub>86</sub> Ab <sub>14</sub>	395	10	6300	390	100	4,6	0,7	0,25	—
	»	11,3	1,6	Ort <sub>82</sub> Ab <sub>18</sub>	350	5	3700	580	150	2,7	0,8	0,10	—
	Ю-651/3	11,8	1,2	Ort <sub>87</sub> Ab <sub>13</sub>	370	5	6300	420	127	1,65	0,7	0,30	64
	»	11,4	1,2	Ort <sub>86</sub> Ab <sub>14</sub>	350	10	3800	430	83	3,2	0,7	0,50	—
	Ю-651/4	11,4	1,2	Ort <sub>86</sub> Ab <sub>14</sub>	380	5	7300	460	60	1,45	0,8	0,10	—
	»	10,8	1,2	Ort <sub>85</sub> Ab <sub>15</sub>	340	10	3400	490	130	2,7	0,8	0,20	—
	Ю-651/5	11,9	1,2	Ort <sub>86</sub> Ab <sub>14</sub>	400	5	6600	460	25	1,0	0,7	0,20	66
	»	11,6	1,3	Ort <sub>85</sub> Ab <sub>15</sub>	365	6	3600	510	120	2,3	0,4	0,20	—

Примечание. Здесь и далее содержания калия и натрия даны в вес.%, а редких элементов — в г/г.

телами мелкозернистых турмалин-мусковитовых гранитов, сходными с жильной серией Джаргалантуингольского массива. В связи с этим можно предполагать, что порфиробластез в диоритах рассматриваемого массива проявился под воздействием турмалин-мусковитовых гранитов, являющихся жильными производными Юдыгинского гранитного массива. Действительно, в Джаргалантуингольском массиве жильные тела указанных лейкократовых гранитов и жиллообразные зоны порфиробластических пород часто пространственно совмещены и имеют одинаково близкое к меридиональному простирание.

В порфиробластических гранитоидах исследованного массива по отношению к щелочному полевому шпату основной массы порфиробласты — более поздние и, по-видимому, более низкотемпературные образования. Они обогащены ортоклазовым компонентом, рубидием и характеризуются наличием более чистых фаз пертитов. Высказанное предположение объясняет и низкое содержание в них свинца и таллия.

Кристаллохимическая близость рубидия, свинца и таллия с калием обуславливает сходное поведение их при кристаллизации гранитоидной магмы и преимущественное накопление в поздних образованиях. Однако в условиях низкотемпературных водных растворов свинец и таллий, по-видимому, проявляют халькофильные свойства, что приводит к образованию ими нерастворимых комплексных соединений и к значительному снижению активности свинца и таллия в стадию послемагматического минералообразования (Сретенская, 1966). Следовательно, этими элементами могут обедняться поздние метасоматические полевые шпаты.

Интересен факт значительного концентрирования в порфиробластических калиевых полевых шпатах бария и стронция. Щелочной полевой шпат исходных кварцевых диоритов (табл. 2) имеет повышенное содержа-

Характеристика магматических калиевых полевых шпатов кварцевых диоритов и жильных мелкозернистых лейкократовых гранитов Джаргалантуингольского массива

Номер пробы	K	Na	Орт + Аб	Rb	Li	Ba	Sr
<i>Кварцевые диориты</i>							
Ю-766	10,3	1,0	Орт <sub>86</sub> Аб <sub>14</sub>	330	Не обн.	10000	270
Ю-766/1	10,8	1,2	Орт <sub>85</sub> Аб <sub>15</sub>	320	Сл.	9500	490
Ю-766/2	10,7	1,4	Орт <sub>83</sub> Аб <sub>17</sub>	305	»	7800	440
<i>Жильные мелкозернистые граниты</i>							
Ю-767	11,3	1,3	Орт <sub>84</sub> Аб <sub>16</sub>	450	7	1200	270
Ю-767/1	11,1	1,2	Орт <sub>85</sub> Аб <sub>15</sub>	470	Сл.	1600	290
Ю-767/2	11,1	1,1	Орт <sub>85</sub> Аб <sub>15</sub>	460	Не обн.	1600	190

ние бария и стронция (соответственно до 1 и около 0,05%), в отличие от жильных турмалин-мусковитовых гранитов. Значительное концентрирование бария и стронция в порфиробластах могло происходить при порфиробластическом преобразовании кварцевых диоритов, так как калиевый полевой шпат является главным концентратом и носителем этих элементов в породе. Вхождение крупных катионов бария в решетку щелочного полевого шпата могло послужить основной причиной его неупорядоченного структурного состояния (Макагон, Шмакин, 1970).

Рассмотренные порфиробластические гранитоиды Джаргалантуингольского массива по внешним признакам весьма сходны с широко распространенными в пределах Монголо-Охотского пояса массивами порфировидных гранитоидов, относящихся к гранодиорит-гранитному и стандартному геохимическим типам. Однако по совокупности геологических, петрографических и геохимических данных по полевым шпатам удается выяснить их различный генезис. Остановимся на характеристике полевых шпатов порфировидных гранитоидов.

Гигантопорфировидные гранитоиды **гранодиорит-гранитного** типа детально исследовались на территории Восточного Забайкалья, а полевые шпаты рассмотрены на примере амуджикано-сретенского интрузивного комплекса юрского возраста (Антипин и др., 1969).

Вкрапленники щелочного полевого шпата в этих породах распределены равномерно в пределах массивов и в эндоконтактных зонах часто имеют ориентированное расположение, в целом параллельное поверхности контакта массива. Границы вкрапленников характеризуются нечеткими извилистыми очертаниями. В них широко распространены пертитовые вроски, которые представлены тонкими (0,01—0,02 мм) или более широкими (0,1—0,2 мм) веретенообразными полосками альбита. Крупные вкрапленники (от 1 × 2 до 5 × 10 см) часто имеют зональное распределение включений зерен других минералов (биотита, плагиоклаза и кварца). Порфировидные вкрапленники в данном типе пород пересекаются прожилками аплитовидного гранита и мелкозернистым агрегатом основной массы и, следовательно, являются относительно более ранними образованиями. Изучение этих пород показало, что полевые шпаты вкрапленников и основной массы различаются по многим характеристикам. Так, плагиоклаз вкрапленников представлен в них олигоклаз-андезином или андезином (№ 20—36), в основной массе — обычно олигоклазом (№ 15—20). Калиевый полевой шпат вкрапленников относится к высокому или промежуточному ортоклазу, в основной массе — к низкому ортоклазу или решетчатому максимальному микроклину. Соотношения ортоклазовой и альбитовой составляющих в калиевом полевым шпате вкрапленников из различных массивов комплекса близки между собой. Однако калиевые полевые шпаты основной массы по сравнению с вкраплен-

никами обогащены ортоклазовым и обеднены альбитовым миналами. Калиевые полевые шпаты основной массы гранитов и аплитов имеют близкие соотношения ортоклазовой и альбитовой составляющих. Плагноклаз аплитовидных жильных гранитов и аплитов отвечает альбит-олигоклазу (№ 10—16), калиевый полевой шпат представлен как ортоклазом, так и решетчатым микроклином.

Степень триклинности ( $\Delta\rho$ ) калиевого полевого шпата вкрапленников изменяется от 0,0 до 0,3, в основной массе — от 0,1 до 0,8. Триклинность щелочных полевых шпатов аплитов варьирует от 0,0 до 0,95. Угол оптических осей имеет значения от 52 до 75° для вкрапленников и 70—86° — для калиевых полевых шпатов основной массы.

Содержания рубидия и таллия возрастают в ряду калиевый полевой шпат вкрапленников → калиевый полевой шпат основной массы → калиевый полевой шпат аплитов. Концентрации бария и стронция последовательно уменьшаются в этом же направлении. Количество свинца во вкрапленниках выше по сравнению с его содержанием в основной массе. Наиболее высоким содержанием свинца характеризуются щелочные полевые шпаты аплитов.

Установлено весьма неравномерное распределение рубидия по объему вкрапленника. Отмечается как увеличение, так и уменьшение содержания рубидия в направлении от центра к его периферии. Различия структурного состояния в пределах монокристаллов калиевых полевых шпатов, фиксируемые по изменению угла оптических осей, свидетельствуют об увеличении степени упорядоченности в направлении от центральных частей вкрапленника к его периферическим зонам.

На основании геологических наблюдений, а также исследования состава, упорядоченности и геохимических особенностей полевых шпатов было установлено генетическое единство всех продуктов эволюционного ряда, начиная от ранних вкрапленников и кончая калиевыми полевыми шпатами основной массы, аплитов и пегматитов (Антипин и др., 1969). На ранних этапах магматической кристаллизации образуется более высокотемпературная ассоциация полевых шпатов вкрапленников — высокий ортоклаз и относительно основной плагноклаз. Почти вся масса порфиробидных гранитоидов представлена более низкотемпературным парагенезисом полевых шпатов по отношению к ранним вкрапленникам — более кислый плагноклаз и низкий ортоклаз или микроклин с меньшим содержанием натриевого компонента.

Магматический генезис большей части вкрапленников полевых шпатов в гранитоидах данного типа не исключает образования части из них в процессе порфиробластической гранитизации пород глубинного субстрата. Об этом свидетельствует развитие вкрапленников в ксенолитах глубинных пород.

Граниты стандартного типа по структурным особенностям разделены на две большие группы пород: резкопорфиробидные и равномерно-зернистые.

Главный отличительный признак пород первой группы стандартного типа — наличие в них крупных (до 4—6 см) вкрапленников калиевого полевого шпата. Указанные вкрапленники представлены высоким или промежуточным ортоклазом. Значения угла оптических осей для них меняются от 64 до 72°, степень триклинности ( $\Delta\rho$ ) 0,0—0,2 (табл. 3). Парагенезисом с ними являются более мелкие вкрапленники олигоклаза (№ 18—26). Полевые шпаты средне- и мелкозернистой основной массы порфиробидных гранитов сложены промежуточным микроклином и олигоклазом (№ 14—19). Калиевые полевые шпаты основной массы, как правило, обогащены ортоклазовым миналом и обеднены альбитовым по отношению к вкрапленникам.

Полевым шпатам гранит-порфиров краевой закаленной фации (Горихинский массив) свойственны те же закономерности изменения состава,

Таблица 3

## Характеристика калиевых полевых шпатов порфировидных гранитов стандартного типа

Порода	Форма выделений калиевого полевого шпата	Колич. проб	K	Na	Ort + Ab	Rb	Li	Ba	Sr	Pb	Te	Sn	$\Delta p$	$2V^3$	Состав ассоциирующего плагиоклаза
<i>Горихинский массив</i>															
Гранит-порфир эндоконтакта	Вкрапленники	2	8,8	3,1	Ort <sub>64</sub> Ab <sub>36</sub>	370	Сл.	800	150	42	3,8	0,85	0,0	70	22—25
	Основная масса	2	11,0	1,8	Ort <sub>79</sub> Ab <sub>21</sub>	520	12	400	100	45	5,1	0,6	0,0	—	18
Резкопорфировидный биотитовый гранит	Вкрапленники	10	9,6	2,7	Ort <sub>69</sub> Ab <sub>31</sub>	330	15	1900	230	42	6,0	0,6	0,0—0,2	68	18—25
	Основная масса	10	10,5	1,9	Ort <sub>77</sub> Ab <sub>23</sub>	545	19	855	150	43	8,8	0,7	0,0—0,1	—	14—16
Мелкозернистый жильный гранит		3	10,15	2,0	Ort <sub>77</sub> Ab <sub>23</sub>	725	17	130	48	53	7,7	1,0	0,0—0,7	—	—
<i>Югодзьрский массив</i>															
Резкопорфировидный биотит — амфибо- ловый гранит	Вкрапленники	8	9,5	2,6	Ort <sub>70</sub> Ab <sub>30</sub>	355	10	3560	380	20	5,7	0,8	0,1—0,3	67	—
	Основная масса	8	9,8	2,0	Ort <sub>76</sub> Ab <sub>24</sub>	525	18	1335	245	17	8,1	0,7	0,1—0,4	—	—
<i>Тумэн-Цогтинский массив</i>															
Резкопорфировидный биотитовый гранит	Вкрапленники	3	10,2	2,2	Ort <sub>74</sub> Ab <sub>26</sub>	640	10	2000	230	50	5,9	1,0	0,4—0,9	72	—
	Основная масса	3	11,7	1,3	Ort <sub>85</sub> Ab <sub>15</sub>	1055	12	630	135	72	9,5	5,1	0,8—0,9	—	—

что и их полнокристаллическим аналогам. Состав полевых шпатов жильных гранитов и аплитов приблизительно соответствует составу этих минералов в основной массе порфировидных гранитов.

Среди рассматриваемых массивов порфировидных гранитов щелочные полевые шпаты Тумэн-Цогтинского массива характеризуются наиболее высокой триклинностью ( $\Delta P=0,4-0,9$  вкрапленников и  $0,8-0,9$  основной массы).

В порфировидных гранитах стандартного геохимического типа в калишпате фазой-хозяином является чистый или с небольшим количеством (2—4%) растворенного альбита калиевый компонент, а пертитовые вростки представлены твердым раствором калишпата в альбите (от 2 до 11% Орт).

В отношении распределения редких элементов в щелочных полевых шпатах исследованных массивов устанавливается общая закономерность: увеличение содержания рубидия и уменьшение содержания бария и стронция от калиевых полевых шпатов вкрапленников к калиевым полевым шпатам основной массы и далее к калиевым полевым шпатам аплитов.

Следует подчеркнуть, что по уровню содержания рубидия в различных калиевых полевых шпатах породы гранодиорит-гранитного и стандартного типов близки между собой. (Несколько выделяются более высокими концентрациями рубидия в калиевых полевых шпатах граниты Тумэн-Цогтинского массива.) Вместе с тем калиевые полевые шпаты гранитов стандартного типа имеют значительно более низкое содержание бария и стронция по сравнению с содержанием этих элементов в щелочных полевых шпатах пород гранодиорит-гранитного типа.

В порфировидных гранитах стандартного типа калиевые полевые шпаты основной массы характеризуются несколько более высоким содержанием таллия по сравнению с ассоциирующими вкрапленниками. Однако по уровню содержания свинца различные генерации полевого шпата в стандартных гранитах практически не различаются. Эти закономерности распределения свинца и таллия свойственны щелочным полевым шпатам гранитов всех трех изученных массивов.

Калиевый полевой шпат в стандартных равномерно-зернистых гранитах представлен, как правило, решетчатым микроклином ( $2 V=74-84^\circ$ ,  $\Delta p=0,0-0,8$ ). Он образует зерна с неправильными, реже идиоморфными очертаниями. Характерно наличие тонких или более широких разнообразных по форме пертитовых вростков. С калиевым полевым шпатом в данных гранитах ассоциирует олигоклаз № 12—18 (табл. 4).

Отмечается практически одинаковое соотношение ортоклазовой и альбитовой составляющих в калиевых полевых шпатах крупнозернистых гранитов главной фазы и средне-мелкозернистых гранитов дополнительной фазы Модотинского массива. Однако в калиевых полевых шпатах мелкозернистых гранитов фиксируется заметное возрастание содержания рубидия и резкое уменьшение содержания бария (в 10 раз) и стронция (более чем в 3 раза).

В щелочных полевых шпатах мелкозернистых гранитов дополнительной фазы Их-Хайрханского и Онгон-Хайрханского массивов фиксируется некоторое возрастание ортоклазового компонента по отношению к калиевым полевым шпатам крупно-среднезернистых гранитов главной фазы. В этом же направлении отмечается увеличение содержания рубидия и уменьшение содержания бария и стронция.

Полевые шпаты гранитов стандартного типа кристаллизовались из нормальной щелочноземельной магмы, по составу промежуточной между средним составом гранита и аляскита по р. Дэли.

Распределение ортоклаза, альбита, а также рубидия, бария и стронция в щелочных полевых шпатах вкрапленников и основной массы порфировидных стандартных гранитов согласуется с распределением их в калиевых полевых шпатах пород гранодиорит-гранитного типа и, по-ви-

Таблица 4

Характеристика калиевых полевых шпатов равномерно-зернистых гранитов стандартного типа

Порода	Колич. проб	K	Na	Орт+Аб	Rb	Li	Ba	Sr	Δр	2γ°	Состав ассоциирующего плагиоклаза
<i>Модотинский массив</i>											
Крупнозернистый биотитовый гранит . . . . .	5	11,05	1,4	Орт <sub>83</sub> Аб <sub>17</sub>	475	Сл.	5000	295	0,0—0,80	84	12—18
Мелкозернистый гранит дополнительной фазы . . . . .	3	11,05	1,35	Орт <sub>83</sub> Аб <sub>17</sub>	690	5	450	90	0,45—0,75	80	12—13
<i>Их-Хайрханский массив</i>											
Крупнозернистый биотитовый гранит	4	11,3	1,3	Орт <sub>84</sub> Аб <sub>16</sub>	628	16	—	—	0,2—0,75	—	12—16
Мелкозернистый гранит дополнительной фазы . . . . .	2	11,8	0,9	Орт <sub>88</sub> Аб <sub>12</sub>	1015	20	2400	220	0,80	—	10—12
<i>Онгон-Хайрханский массив</i>											
Среднезернистый биотитовый гранит . . . . .	1	9,85	1,45	Орт <sub>81</sub> Аб <sub>19</sub>	440	8	4200	700	—	—	12—20
Мелкозернистый гранит дополнительной фазы . . . . .	2	11,4	1,05	Орт <sub>87</sub> Аб <sub>13</sub>	630	6	2200	375	—	—	—

димому, обусловлено единым магматическим генезисом этих образований. Важно подчеркнуть, что отмеченные выше закономерности изменения состава и распределения редких элементов, свидетельствующие об относительно более высокотемпературных условиях образования вкрапленников по отношению к щелочному полевому шпату основной массы, характерны как для крупнозернистых порфировидных гранитов, так и для их закаленных эндоконтактовых разновидностей — гранит-порфиров.

**Граниты литий-фтористого типа.** Наиболее распространенная разновидность этих гранитов — крупно- или среднезернистые аляскиты с биотитом и с округлым морионовым кварцем. С более поздними микроклин-альбитовыми, амазонит-альбитовыми и альбит-лепидолитовыми гранитами они образуют единую генетически связанную серию пород. С указанными гранитами связаны метасоматические образования: кварц-лепидолитовые грейзены, мономинеральные альбититы, зональные тела двиттеров, микроклинитов и кварц-мусковитовых грейзенов.

В литий-фтористых гранитах калиевый полевой шпат представлен таблитчатыми, часто неправильными зернами решетчатого или нерешетчатого микроклина с небольшим количеством тонких ленточных пертитов. Плагиоклаз образует удлиненно-призматические зерна или более мелкие лейстовидные образования альбита.

Рассмотрим эволюцию состава полевых шпатов наиболее распространенных двухшпатовых литий-фтористых гранитов на примере Жанчивланского массива (табл. 5). От аляскитов и микроклин-альбитовых гранитов через амазонит-альбитовые разности к альбит-лепидолитовым гранитам происходит увеличение количества ортоклазового компонента и уменьшение альбитового. Соответственно меняется и состав ассоциирующего с щелочным полевым шпатом плагиоклаза: от альбит-олигок-

Таблица 5

## Характеристика калиевых полевых шпатов гранитов литий-фтористого типа

Порода	Колич. проб	K	Na	Орт + Аб	Rb	Li	Ba	Sr	Pb	Tl	Sn	$\Delta\rho$	$2V^\circ$	Состав ассоци- ирующе- го плаги- оклаза
<i>Жанчивланский массив</i>														
Аляскит и микроклин-альбитовый гранит . . . . .	6	9,9	2,3	Орт <sub>73</sub> Аб <sub>27</sub>	1150	26	246	46	86	9,0	1,9	0,1—0,8	72—84	5—15
Амазонит-альбитовый гранит . . . . .	8	11,4	1,6	Орт <sub>82</sub> Аб <sub>18</sub>	2425	14	32	18	156	11,3	1,6	0,4—0,9	80—83	3—6
Альбит-лепидолитовый гранит . . . . .	4	11,8	1,1	Орт <sub>87</sub> Аб <sub>13</sub>	4855	91	24	27	40	23,1	2,3	0,4—0,8	72—84	4—6
Кварц-лепидолитовый грейзен . . . . .	1	11,25	1,6	Орт <sub>82</sub> Аб <sub>18</sub>	1284	112	88	47	22	16,0	3,2	0,85	84	4—6
<i>Бага-Газрынский массив</i>														
Крупнозернистый аляскит . . . . .	4	10,7	2,0	Орт <sub>73</sub> Аб <sub>23</sub>	870	14	230	60	56	7,2	2,4	0,2—0,9	72—80	8—18
Мелкозернистый аляскит . . . . .	3	10,6	1,9	Орт <sub>77</sub> Аб <sub>23</sub>	1600	27	58	16	49	10,6	7,4	0,2—0,7	80	6—12
Пегматит с амазонитом . . . . .	2	11,0	1,85	Орт <sub>80</sub> Аб <sub>20</sub>	1875	17	35	19	90	8,1	2,3	0,2—0,45		7—8
Микроклинит . . . . .	6	8,6	2,85	Орт <sub>65</sub> Аб <sub>35</sub>	640	40	445	110	50	7,2	4,1	0,1—0,4	58—64	—
<i>Абдарский массив</i>														
Среднезернистый аляскит . . . . .	5	10,5	1,9	Орт <sub>77</sub> Аб <sub>23</sub>	2100	22	28	16	—	—	—	0,1—0,9	70—84	8—12
Амазонит-альбитовый гранит . . . . .	4	11,1	1,6	Орт <sub>81</sub> Аб <sub>19</sub>	2380	22	20	15	—	—	—	0,5	—	2—7
Порфиридный пегматоидный амазонит-альбитовый гранит: вкрапления . . . . .	5	10,5	1,45	Орт <sub>85</sub> Аб <sub>15</sub>	2670	9	—	—	—	—	—	0,0—0,5	—	—
основная масса . . . . .	5	9,7	1,45	Орт <sub>80</sub> Аб <sub>20</sub>	2830	7	—	—	—	—	—	0,2—0,4	—	2—8
<i>Борун-Цогтинский массив</i>														
Среднезернистый аляскит . . . . .	3	12,0	1,3	Орт <sub>85</sub> Аб <sub>15</sub>	1375	Сл.	31	14	—	—	—	0,7—1,0	80—82	8—15
Амазонит-альбитовый гранит . . . . .	9	12,0	1,0	Орт <sub>88</sub> Аб <sub>12</sub>	1410	Сл.	52	17	—	—	—	0,75—1,0	82—84	7—10



никами аляскитов. Как установлено ранее, такое соотношение ортоклаза и альбита свойственно порфировидным гранитам магматического генезиса (гранодиорит-гранитный и стандартный геохимические типы).

Угол оптических осей ( $2V=70-84^\circ$ ) и степень рентгеновской триклинности ( $\Delta\rho=0,4-1,0$ ) щелочных полевых шпатов гранитов литий-фтористого типа характеризует их как низкие ортоклазы или промежуточные и максимальные микроклины.

Субвулканические разновидности литий-фтористых гранитов (онгониты), характеризующиеся всеми признаками магматических пород (Коваленко и др., 1971), содержат полевые шпаты, близкие по составу к полевым шпатам их интрузивных аналогов. Примечательно, что калиевые полевые шпаты онгонитов определяются близкими значениями триклинности ( $\Delta\rho=0,5-0,85$ ) и угла оптических осей ( $2V=57-84^\circ$ ) по отношению к калиевым полевым шпатам полнокристаллических литий-фтористых гранитов (см. табл. 5).

Общая геохимическая особенность щелочных полевых шпатов гранитов литий-фтористого типа — повышенное (в 2—5 раз) содержание рубидия и пониженное (в 5—10 раз) — бария и стронция по отношению к концентрациям этих элементов в калиевых полевых шпатах пород гранодиорит-гранитного и стандартного геохимического типов. Особенно хорошо эти различия видны при сравнении поздних образований литий-фтористых (амазонит-альбитовых и альбит-лепидолитовых) гранитов с породами рассмотренных ранее типов.

При дифференциации литий-фтористых гранитов происходит накопление рубидия и таллия и уменьшение содержания бария и стронция в щелочных полевых шпатах поздних пород. В некоторых массивах (Абдарский и Барун-Цогтинский) аляскиты и более поздние амазонит-альбитовые граниты имеют близкие содержания бария и стронция в калиевых полевых шпатах. Однако общий уровень содержания остается низким и соответствует уровню содержания рассматриваемых элементов в калиевых полевых шпатах литий-фтористых гранитов других массивов.

Следует отметить, что щелочные полевые шпаты литий-фтористых гранитов характеризуются несколько более высоким содержанием свинца в отличие от калиевых полевых шпатов гранитоидов стандартного и гранодиорит-гранитного типов. Содержание свинца возрастает от калиевых полевых шпатов аляскитов к амазонит-альбитовым гранитам и резко уменьшается в щелочном полевом шпате альбит-лепидолитовых гранитов Жанчивланского массива. В полевых шпатах крупно- и мелкозернистых гранитов других массивов данного геохимического типа отмечаются близкие содержания свинца или незначительное возрастание их в амазонитовых пегматитах.

В щелочном полевом шпате даек онгонитов выявлены две разнонаправленные тенденции в изменении содержания редких элементов. В дайке «Штокверковой», где вкрапленники представлены промежуточным ортоклазом, отмечается меньшее содержание рубидия и большее — бария и стронция в калиевых полевых шпатах основной массы по сравнению с указанными вкрапленниками. В дайке «Амазонитовой» с промежуточным или максимальным микроклином наблюдается обратное распределение этих элементов. Содержание свинца и таллия в щелочных полевых шпатах разных генераций в обоих дайках меняется незначительно.

Литиевые пегматиты Хух-Дель-Улы по минеральным парагенезисам и геохимическим особенностям близки к альбит-лепидолитовым гранитам и, следовательно, могут рассматриваться как аналоги литий-фтористых гранитов.

Пегматиты представлены одинаковой с ними ассоциацией полевых шпатов: микроклином и альбитом (№ 3—6). Микроклины литиевых пегматитов характеризуется относительно высоким содержанием альбитового минала (от 19 до 40%). Содержание рубидия и лития в щелочном полевом

шпате исследуемых пегматитов приблизительно одинаково с содержанием их в калиевых полевых шпатах амазонит-альбитовых и альбит-лепидолитовых гранитов. Наиболее высокие концентрации рубидия и лития установлены в щелочных полевых шпатах пегматитовых жил с шерл-микроклин-кварцевым, мусковит-топаз-микроклин-кварцевым и лепидолит-альбит-кварцевым парагенезисами.

Наряду с гранитами и пегматитами исследовались полевые шпаты некоторых метасоматических образований, генетически связанных с данным типом пород.

В кварц-лепидолитовом грейзене Жанчивланского массива установлен микроклин ( $2V=84^\circ$ ,  $\Delta p=0,85$ ) в ассоциации с альбитом (№ 4—6). Калиевый полевой шпат указанного грейзена характеризуется более низкими содержаниями рубидия, свинца и таллия и более высокими — бария и стронция по сравнению с щелочным полевым шпатом исходного альбит-лепидолитового гранита.

Метасоматические моношпатовые «микроклиниты»\* Бага-Газрынского массива от вмещающих их аляскинтов отличаются значительной долей в щелочном полевым шпате альбитового компонента (до 39%). По оптическим ( $2V=58-64^\circ$ ) и рентгеновским ( $\Delta p=0,15-0,40$ ) характеристикам щелочной полевой шпат «микроклинитов» соответствует высокому или промежуточному ортоклазу. Калиевый полевой шпат данных метасоматических образований имеет значительно более низкое содержание рубидия и высокие содержания бария и стронция по сравнению с неизменными аляскитами.

Следует отметить, что калиевые полевые шпаты литий-фтористых гранитов и связанных с ними метасоматических пород большей частью представлены чистой калиевой фазой с пертитовыми вростками, соответствующими твердому раствору альбита с калиевым полевым шпатом (от 2 до 10%).

Для литий-фтористых редкометалльных гранитов предложена гипотеза магматического генезиса (Коваленко и др., 1971). Обнаружение субвулканических эквивалентов названных гранитов (онгонитов) убедительно доказывает реальность существования в природе расплавов такого состава. Литий-фтористая специфика пород серии аляскит → амазонит-альбитовый гранит → альбит-лепидолитовый гранит в значительной мере определила характер сосуществующих в них полевых шпатов.

Последними экспериментальными исследованиями (Luth, Jahns, Tuttle, 1964) показано, что повышение давления  $H_2O$  значительно снижает температуру эвтектической кристаллизации гранитного расплава и уменьшает пределы смесимости твердых растворов полевых шпатов. Еще более понижает температуру тройного минимума присутствие в расплаве кроме  $H_2O$  таких компонентов, как фтор и литий (Wyllie, Tuttle, 1964). При определенных значениях  $P_{H_2O}$  (3,6 кбар) кривая солидуса в системе  $NaAlSi_3O_8 - KAlSi_3O_8 - SiO_2 - H_2O$  может пересечь линию щелочно-полевошпатового сольвуса и, следовательно, жидкость уже может сосуществовать с двумя щелочными полевыми шпатами. По мере падения температуры состав ассоциирующих полевых шпатов должен изменяться в соответствии с кривой субсолидуса в сторону образования чистых разновидностей альбита и калиевого полевого шпата. Такие граниты Таттл и Боуэн (Tuttle, Bowen, 1958) назвали «субсолидус гранитами».

Литий-фтористые полнокристаллические граниты и их субвулканические аналоги онгониты относятся к «субсолидус гранитам». В их составе фиксируется две полевошпатовые фазы: одна, близкая по составу к альбиту, и микроклин с низким содержанием альбитовой составляющей. Эти граниты кристаллизовались в условиях, близких к равновесным,

\* Так для краткости названы плагиоклаз-калишпатовые апогранитные метасоматиты (Коваленко и др., 1971).

в интервале температур 500-600° (данные полевошпатового термометра и исследований газовой-жидких включений; Наумов и др., 1971). В соответствии со сказанным выше поздние амазонит-альбитовые и альбит-лепидолитовые разновидности исследуемых гранитов представлены более низкотемпературным парагенезисом полевых шпатов (микроклин + альбит) по сравнению с ранними аляскитами. Доказательством возможного возникновения данной ассоциации полевых шпатов из магматического расплава является обнаружение ранних вкрапленников микроклина с амазонитовой окраской и альбита (№ 3—6) в субвулканических онгонитах (Коваленко и др., 1971).

Интересно, что мелкие вкрапленники максимального микроклина (амазонита) фиксируются даже в закаленных, почти сливных онгонитах, т. е. в породах, содержащих в своем составе стекло. По-видимому, для данного типа пород на процессы упорядочения полевых шпатов значительное влияние оказывало каталитическое воздействие летучих компонентов (Донней, Виар, Сабатье, 1964). Кристаллизация литий-фтористых гранитов в условиях относительно низких температур и высокой активности летучих компонентов (фтора, воды), вероятно, способствовала формированию высокоупорядоченных модификаций щелочного полевого шпата в их полнокристаллических и субвулканических разновидностях.

Многими экспериментальными исследованиями (Wyart, Sabatier, 1958; Orville, 1960) показано, что в расплавах, обогащенных летучими компонентами (вода, фтор), существование равновесной с расплавом активной флюидной фазы значительно понижает температуру эвтектической кристаллизации и способствует перестройке структуры минералов, в частности перемещению атомов Al и Si в кристаллической структуре полевых шпатов. Так, при относительно низких температурах вода играет роль катализатора для диффузии атомов Al и Si и для образования более устойчивой и упорядоченной структуры полевого шпата. Кроме того, существование в расплавах литий-фтористых гранитов высокоактивной флюидной фазы, понижающей температуру их кристаллизации, при определенных достаточно низких ее значениях делает возможным возникновение лишь триклинной полностью упорядоченной модификации щелочного полевого шпата. Вероятно, этим можно объяснить постоянное присутствие максимального микроклина в различных по происхождению и структурным особенностям амазонитовых породах (средне-крупнозернистые амазонит-альбитовые граниты, грубозернистые амазонитовые пегматиты, метасоматические амазонитсодержащие жилы и даже субвулканические онгониты с порфиоровыми вкрапленниками амазонита). Перечисленные разновидности пород, как правило, являются поздними, обогащенными летучими дифференциатами при длительной эволюции гранитного расплава.

Низкие температуры формирования литий-фтористых гранитов и интенсивность процессов магматической дифференциации обусловили накопление рубидия и таллия и уменьшение содержания бария и стронция в поздних щелочных полевых шпатах. Общая обедненность полевых шпатов в литий-фтористых гранитах барием и стронцием, по-видимому, связана с низкими концентрациями этих элементов в исходном магматическом расплаве. Однако при послемагматических процессах, связанных с эволюцией литий-фтористых гранитов, возможно увеличение концентраций бария и стронция в поздних образованиях. Это фиксируется в калиевых полевых шпатах метасоматических «микроклинитов» Бага-Газрына и кварц-лепидолитовом грейзене Жанчивлана.

Поздние амазонитсодержащие разновидности литий-фтористых гранитов характеризуются, как правило, наиболее высокими содержаниями рубидия, цезия, свинца и таллия и наиболее низкими — бария и стронция в щелочном полево шпате. Указанные геохимические черты очень характерны для амазонитов из амазонит-альбитовых гранитов с гранитной

Характеристика амазонитов из гранитных пород

Порода	Состав калиевых полевых шпатов амазонита	Rb	Cs	Pb	Tl	Ba	Sr
Амазонит-альбитовый гранит Жачивлана, МНР	Орт <sub>82</sub> Аб <sub>18</sub>	2425	25	156	11,3	32	18
Амазонит-альбитовый гранит Абдара, МНР	Орт <sub>81</sub> Аб <sub>19</sub>	2380	15	—	—	20	15
Амазонит-альбитовый гранит Барун-Цогта, МНР	Орт <sub>88</sub> Аб <sub>12</sub>	1410	8	—	—	52	17
Онгонит с вкраплениями амазонита	Орт <sub>83</sub> Аб <sub>17</sub>	4850	108	55	40,0	45	25
Жильный пегматит Бага-Газрына, МНР	Орт <sub>80</sub> Аб <sub>20</sub>	1875	10	90	8,1	35	19
Жильный пегматит Абдара, МНР	Орт <sub>85</sub> Аб <sub>15</sub>	2670	16	—	—	20	15
Пегматоидный гранит Этыки, Вост. Забайкалье	Орт <sub>96</sub> Аб <sub>4</sub>	5700	115	34	—	130	24
Жильный пегматит Сретенска, Вост. Забайкалье	Орт <sub>80</sub> Аб <sub>20</sub>	1835	400	—	—	—	—
Пегматоидный амазонит (Жиров, Стишов, 1965)	—	2200	—	590	28	—	—
Гидротермальный амазонит (Жиров, Стишов, 1965)	—	2800	—	150	30	—	—

и пегматоидной структурой, из гигантозернистых жильных пегматитов и из онгонитов (табл. 6). Перечисленным разновидностям амазонитовых пород свойствен довольно устойчивый парагенезис полевых шпатов. Состав калиевого полевого шпата находится в интервале Орт<sub>96</sub>Аб<sub>4</sub> — Орт<sub>80</sub>Аб<sub>20</sub> и альбита № 2—10. Такая стабильность состава амазонитов в отношении главных компонентов и элементов-примесей в различных по условиям кристаллизации гранитных породах не позволяет говорить о принципиально различном их генезисе. Вероятнее всего, максимальный микроклин (амазонит) кристаллизуется из остаточного расплава или флюида, обогащенного летучими компонентами, рубидием, цезием, таллием и свинцом и обедненного барием и стронцием.

Таким образом, закономерности изменения состава полевых шпатов и их структурного состояния в литий-фтористых гранитах в совокупности с геологическими наблюдениями показывают возможность магматического происхождения этих образований. Единый магматический генезис для всех разновидностей литий-фтористых гранитов подтверждается близким составом сосуществующих в этих породах полевых шпатов и приблизительно одинаковым уровнем содержания в них редких элементов. Показательны в этом отношении типичные метасоматические породы («микроклиниты» и грейзены), щелочные полевые шпаты которых резко отличаются по многим характеристикам от калиевых полевых шпатов литий-фтористых гранитов.

**Агпаитовые граниты.** В данном геохимическом типе исследовались полевые шпаты моношпатовых рибекитовых и рибекит-эгириновых гранитов, гранофилов и экеритов, а также пегматоидных гранитов и щелочно-гранитных пегматитов (табл. 7).

В средне- и крупнозернистых моношпатовых щелочных гранитах щелочной полевой шпат образует таблитчатые, реже неправильной формы зерна и представлен, как правило, микроклином. Он содержит от 10 до 60% струйчатых или беспорядочно ориентированных изометричных

Таблица 7

Характеристика калиевых полевых шпатов гранитов агапитового типа

Порода	Колич. проб	К	Na	Орт+Аб	Rb	Lj	Ba	Sr	Pb	Tl	Sn	$\Delta\rho$	2V°	Состав ассоциирующего плагио-класа
<i>Баян-Улаинский массив</i>														
Щелочной гранит и гранофйры . . . . .	12	6,4	4,6	Орт <sub>47</sub> Аб <sub>53</sub>	215	10	46	12	11	1,8	1,6	0,75—1,0	82	—
Щелочной пегматит . . . . .	3	11,2	4,6	Орт <sub>81</sub> Аб <sub>19</sub>	960	14	112	22	93	10,5	2,0	0,8—0,9	—	4—7
<i>Дашь-Балбарский массив</i>														
Щелочной гранит . . . . .	9	6,05	4,3	Орт <sub>46</sub> Аб <sub>54</sub>	230	15	130	21	12	4,6	1,5	0,8—1,0	—	—
Гранофйры . . . . .	5	7,1	3,5	Орт <sub>56</sub> Аб <sub>44</sub>	310	14	48	16	17	10,0	1,4	0,6—1,0	—	3—5
Щелочной пегматит . . . . .	4	6,6	4,0	Орт <sub>51</sub> Аб <sub>49</sub>	425	14	80	20	20	4,5	2,7	0,9—1,0	—	2—4
<i>Хай-Богдинский массив</i>														
Щелочной гранит . . . . .	6	7,15	3,7	Орт <sub>58</sub> Аб <sub>42</sub>	360	9	150	16	8	2,6	1,2	0,75—1,0	80—84	—
Щелочной пегматит . . . . .	8	10,3	2,0	Орт <sub>77</sub> Аб <sub>23</sub>	570	6	100	14	14	4,4	1,5	0,8—1,0	74	3—8
Экерит (лайка) . . . . .	1	11,4	1,3	Орт <sub>84</sub> Аб <sub>16</sub>	885	9	50	14	—	—	—	0,9	—	2—4

пертитовых вростков\*. Плагиоклаз в этих породах встречается редко и присутствует в виде единичных, небольших по размерам лейстовидных зерен.

В пегматитах щелочной полевой шпат образует обычно идиоморфные призматические зерна, представленные решетчатым микроклином. В парагенезисе с ним находятся удлиненно-таблитчатые или лейстовидные кристаллы альбита.

Полевой шпат крупнозернистых моношпатовых щелочных гранитов характеризуется близким составом (от 43 до 61% альбитового компонента) во всех исследованных массивах. В среднем количество ортоклазового и альбитового компонентов в щелочном полевом шпате этих гранитов приблизительно равно.

В более поздних гранофйрах и экеритах в калиевых полевых шпатах наблюдается заметное увеличение количества ортоклазовой составляющей и соответствующее уменьшение — альбитовой. Наиболее отчетливо это изменение фиксируется в пегматоидных образованиях и пегматитах. По соотношению ортоклаза и альбита в щелочном полевом шпате они приближаются к аляскитам литий-фтористого типа. В пегматоидах представлена ассоциация двух полевых шпатов: микроклина и альбита (№ 2—8).

Степень триклинности ( $\Delta\rho=0,75-1,0$ ) и значения

\* В моношпатовых щелочных гранитах оптическая и рентгеновская характеристика микроклин-пертита относится к фазе калишпата.

угла оптических осей ( $2V=74-84^\circ$ ) щелочных полевых шпатов гранитов и щелочногранитных пегматитов характеризуют их как промежуточные или максимальные микроклины.

В рассматриваемых гранитах микроклин-пертит состоит из чистой калиевой фазы и твердого раствора альбита с калишпатом (от 1 до 8% Орт) пертитовых вростков. В пегматитах щелочные полевые шпаты представлены, как правило, чистыми фазами калишпата и альбита.

По уровню содержания рубидия в калиевых полевых шпатах крупнозернистые щелочные граниты главной фазы близки к породам гранодиорит-гранитного и стандартного типов, а по содержаниям бария и стронция — к литий-фтористым гранитам. В распределении рубидия в агпаитовых гранитах во всех массивах фиксируется одна и та же закономерность — рост содержания элемента в щелочном полевом шпате поздних образований. Намечается тенденция увеличения в этом же направлении содержания свинца и таллия.

Таким образом, щелочные граниты отличаются от рассмотренных выше геохимических типов пород составом полевых шпатов и уровнем содержания в них некоторых редких элементов. В то же время закономерности в распределении ортоклаза, альбита и рубидия в последовательном ряду пород остаются общими для каждого из выделенных типов.

В соответствии с экспериментальными данными (Боуэн, Таттл, 1952; Luth, Tuttle, 1966) при температуре, превышающей температуру распада полевошпатовых фаз ( $\sim 660^\circ$ ), кристаллизуется гомогенный щелочной полевой шпат с приблизительно равными содержаниями ортоклазового и альбитового компонентов. Следовательно, отмеченные моношпатовые литий-фтористые и щелочные граниты образовались при более высоких температурах, чем температура кривой распада твердого раствора, и имеют магматическое происхождение (Менерт, 1974). Такие высокотемпературные полевошпатовые породы, не имеющие самостоятельных зерен плагиоклаза, Таттл и Боуэн называют «гиперсольвус гранитами».

Как уже отмечалось, щелочные полевые шпаты агпаитовых гранитов включают широкие пертитовые вростки и определяются высоким содержанием альбитового минала. Поздние пегматоидные граниты и жильные пегматиты, формирующиеся из остаточного щелочно-гранитного расплава, характеризуются уже наличием двух полевошпатовых фаз, одна из которых близка по составу к альбиту, другая — к микроклину с относительно низким содержанием альбитового компонента. Следовательно, при эволюции агпаитовых гранитов в более низкотемпературных условиях (ниже кривой распада полевошпатовых фаз) формируются двушпатовые разновидности, по составу ассоциирующих полевых шпатов соответствующие «субсольвус гранитам».

Подводя итог общему обзору свойств полевых шпатов в гранитоидах различных геохимических типов, следует подчеркнуть, что каждой рассмотренной ассоциации пород свойственны вполне определенные структурно-оптические разновидности щелочных полевых шпатов, характеризующиеся выдержанной геохимической спецификой.

В породах габбро-диоритового типа наряду с обычным плагиоклазом установлено локальное развитие порфиробластического щелочного полевого шпата. Поздние порфиробласты неупорядоченного ортоклаза резко обогащены барием и стронцием. В них установлены несколько повышенные концентрации рубидия и более низкие — свинца и таллия по сравнению с калиевым полевым шпатом основной массы.

В порфировидных гранитоидах гранодиорит-гранитного типа развиты средние плагиоклазы и высокие или промежуточные ортоклазы с низкими значениями степени триклинности и угла оптических осей. В щелочных полевых шпатах широко распространены пертитовые вростки. Содержания бария и стронция в калиевых полевых шпатах ниже, чем в порфиробластах габбро-диоритового типа, но заметно выше по срав-

нению с щелочными полевыми шпатами стандартных, литий-фтористых и агапитовых гранитов.

В стандартных гранитах установлены ассоциации олигоклаза с высоким или промежуточным ортоклазом (в порфиридных разновидностях) и более кислого олигоклаза с решетчатым микроклином (в равномерно-зернистых породах). Содержания бария и стронция в калиевых полевых шпатах стандартных гранитов в 1,5—2 раза ниже, чем в калиевых полевых шпатах гранодиорит-гранитного типа.

Литий-фтористые граниты характеризуются наличием альбит-олигоклаза в аляскитах, а в более поздних образованиях — альбита в ассоциации с промежуточным или максимальным микроклином с низким содержанием альбитового компонента. Степень триклинности ( $\Delta p$ ) калиевых полевых шпатов данных гранитов близка к 1, а угол оптических осей — свыше  $70^\circ$ . Калиевый полевой шпат литий-фтористых гранитов имеет наиболее высокие содержания рубидия, свинца и таллия и низкие — бария и стронция.

Агапитовые граниты являются моношпатовыми, и щелочной полевой шпат в них представлен максимально упорядоченным микроклином-пертитом, содержащим до 50—60% альбитовой составляющей. Для полевого шпата данных гранитов характерен низкий уровень содержания бария и стронция (соответствующий литий-фтористым гранитам), а также рубидия.

Выявленные различия в составе и структурном состоянии полевых шпатов в определенной мере, по-видимому, отражают условия формирования исследованных типов гранитоидов. Однако независимо от принадлежности к определенному геохимическому типу пород эволюция состава ассоциирующих полевых шпатов всегда направлена в сторону образования относительно более кислого плагиоклаза и все более калиевого щелочного полевого шпата (соответственно с меньшим содержанием альбитового минала) в поздних членах единого генетического ряда. Этой же закономерности подчинено и распределение ортоклазового и альбитового компонентов от ранних вкрапленников к поздним калишпатам основной массы в порфиридных гранитоидах.

Литий-фтористые, агапитовые и отчасти стандартные граниты относятся к группе пород, обедненных кальцием, поэтому их полевошпатовые парагенезисы можно рассмотреть на диаграмме (рис. 1), отражающей зависимость состава щелочных полевых шпатов от температуры, определенной по методу Т. Барта. На диаграмме показано положение экспе-

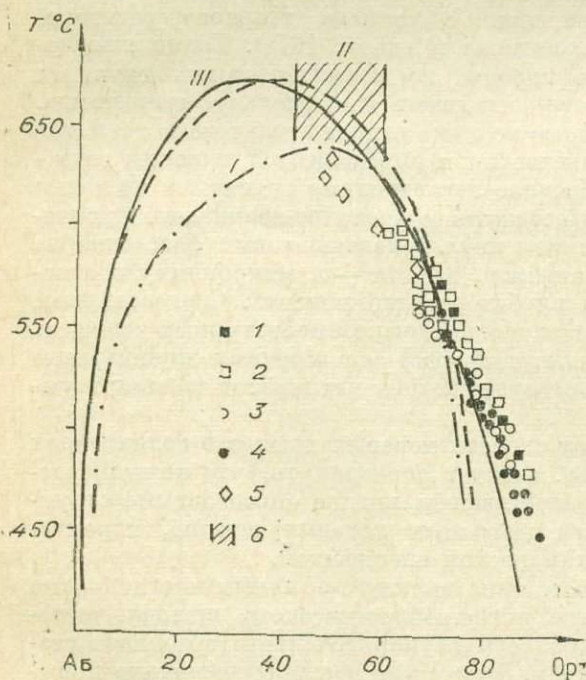


Рис. 1. Зависимость состава щелочных полевых шпатов от температуры их образования по отношению к кривым сольвуса (по экспериментальным данным).

I — по Боуэну и Таттлу (1950); II — по Барту (1962); III — по Орвиллю (1968). 1 — щелочные полевые шпаты стандартных гранитов, 2 — литий-фтористых аляскитов, 3 — амазонит-альбитовых и альбит-лепидолитовых гранитов, 4 — щелочногранитных пегматитов, 5 — моношпатовых аляскитов, 6 — агапитовых гранитов.

риментально определенных кривых субсолидуса. Состав щелочного полевого шпата из моношпатовых агапитовых гранитов колеблется в достаточно узких пределах и в среднем близок к критическому составу на кривой субсолидуса. При эволюции данных моношпатовых гранитов возникают пегматиты и гранофиры с двухшпатовым парагенезисом, отвечающим более низкотемпературным условиям. Приведенная диаграмма иллюстрирует субсолидусные отношения компонентов в составе щелочных полевых шпатов пород литий-фтористого и стандартного типов. С понижением температуры в результате уменьшения пределов смесимости твердых растворов полевых шпатов последовательно образуются все более чистые фазы калишпата и альбита. Следовательно, наибольшее удаление состава полевых шпатов литий-фтористых гранитов от критической точки на кривой субсолидуса характеризует их как наиболее низкотемпературные образования.

Изменение состава ассоциирующих полевых шпатов в естественных породах находится в соответствии с экспериментальными данными Н. Л. Боуэна, О. Ф. Таттла (1952) и др., которые показали, что состав двух щелочных полевых шпатов, находящихся в равновесии в области субсолидуса, может быть использован в качестве геологического термометра. С понижением температуры содержание натрия в калиевом полевошпате и калия в натровом полевошпате должно уменьшаться. При этом могут образовываться независимые кристаллы относительно чистых полевошпатовых фаз. Такое разделение полевошпатовых компонентов происходит наиболее интенсивно в присутствии воды или фтора. Следовательно, обычная в литий-фтористых гранитах двухполевошпатовая равновесная ассоциация альбита и микроклина может образоваться при относительно низких магматических температурах (Marino, 1961). Возникновение ее в породах с нормальной гранитной структурой труднее объяснить с позиций поздней альбитизации.

При изучении генетических особенностей гранитоидов в последнее время значительная роль отводится исследованию структурного состояния полевых шпатов. А. С. Марфуниным (1962) было показано, что угол оптических осей и степень триклинности могут служить мерой упорядоченности калиевого полевого шпата. При этом более надежным критерием является угол оптических осей, а не триклинность, так как в случае двойникования триклинный микроклин может диагностироваться как моноклинный. Упорядоченность щелочных полевых шпатов гранитоидов МНР исследовалась на основании данных по определению величины угла оптических осей и степени рентгеновской триклинности. Между значениями обоих параметров установлена прямая зависимость (рис. 2). В связи с этим степень триклинности мы также используем как меру упорядоченности, поскольку данные по триклинности более полны и характеризуют практически все разновидности исследуемых гранитоидов.

Вкрапленники порфирированных и порфиробластических гранитоидов различных геохимических типов почти во всех случаях представлены моноклинной неупорядоченной разновидностью полевого шпата — высоким или промежуточным ортоклазом. Ассоциирующие с вкрапленниками калиевые полевые шпаты основной массы в порфирированных гранитах часто имеют несколько более упорядоченную структуру кристаллической решетки и занимают промежуточное положение между ортоклазом и микроклином. В равномерно-зернистых стандартных гра-

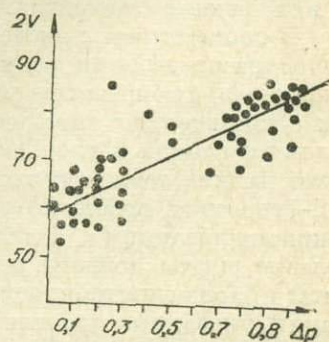


Рис. 2. Зависимость между углом оптических осей и рентгеновской триклинностью в щелочных полевых шпатах мезозойских гранитоидов МНР.

нитах в отличие от порфировидных калиевый полевой шпат представлен триклинной разновидностью.

Общая особенность литий-фтористых и моношпатовых аглаитовых гранитов — наличие в их составе максимально упорядоченной модификации щелочного полевого шпата — микроклина. Однако в ранних аляскитах отмечаются разновидности данного минерала, промежуточные между ортоклазом и микроклином.

Образование микроклина в литий-фтористых гранитах происходило при низких магматических температурах из расплава, обогащенного летучими компонентами. В моношпатовых аглаитовых гранитах формирование триклинной упорядоченной разновидности полевого шпата, возможно, определяется значительной долей в нем натриевой составляющей (Донней, Донней, 1956).

В изложенных выше геохимических данных по щелочным полевым шпатам мезозойских гранитоидов обнаруживается ряд общих закономерностей в распределении редких элементов.

Наблюдается увеличение содержания рубидия и таллия в поздних калиевых полевых шпатах основной массы и аплитов по сравнению с ранними вкрапленниками порфировидных гранитоидов. Особенно резко возрастает содержание рубидия в калиевых полевых шпатах литий-фтористых гранитов. Содержание бария и стронция, наоборот, уменьшается в калиевых полевых шпатах поздних пород.

Следует подчеркнуть, что по уровню содержания рубидия калиевые полевые шпаты порфировидных и порфиробластических гранитоидов практически не различаются. Однако надежным геохимическим критерием для расчленения пород разных геохимических типов является уровень содержания в щелочном полевым шпате бария и стронция.

Отличительный признак щелочных полевых шпатов литий-фтористых гранитов — резко повышенное содержание в них рубидия и весьма низкое — бария и стронция, что обусловлено остаточным характером магмы, из которой они кристаллизуются. При эволюции данных гранитов калиевые полевые шпаты фиксируют накопление рубидия, таллия и в некоторых случаях свинца и олова в поздних образованиях. Содержание бария и стронция в них соответственно уменьшается. Типичные метасоматические породы, связанные с литий-фтористыми гранитами, имеют относительно высокие концентрации бария и стронция и пониженные — рубидия и свинца.

Анализ фактического материала по полевым шпатам мезозойских гранитоидов в целом показывает, что в пределах каждого геохимического типа проявляется сходная однонаправленная тенденция как в эволюции состава полевых шпатов, так и в закономерном изменении содержания в них редких элементов.

В соответствии с экспериментальными данными по исследованию законов распределения редких элементов (Сретенская, 1967; Барт, 1962) в кристаллизующихся из расплава или раствора щелочных полевых шпатах с понижением температуры фиксируется рост содержания рубидия, таллия и свинца и уменьшение содержания бария и стронция. При наиболее низких температурах кристаллизации (условия формирования литий-фтористых гранитов) в соответствии со значениями коэффициентов сокристаллизации ( $< 1$  для Rb, Tl и  $> 1$  для Ba, Sr) поздние щелочные полевые шпаты должны резко обогащаться рубидием, таллием и обедняться барием и стронцием. Сходное однонаправленное изменение содержания указанных элементов в щелочных полевых шпатах гранитоидов различных геохимических типов указывает, во-первых, на их магматическое происхождение и, во-вторых, на сходный механизм этого происхождения (кристаллизация магматического расплава).

Специально подчеркнем, что исследование полевых шпатов подтверждает гипотезу о магматическом генезисе литий-фтористых гранитов

или «апогранитов», формирующихся из остаточной магмы при низких температурах, когда значительно ограничены пределы смесимости твердых растворов полевых шпатов и с расплавом сосуществуют два щелочных полевых шпата.

Важно отметить, что характер изменения состава и распределения редких элементов в щелочных полевых шпатах порфиробластических гранитоидов (габбро-диоритовый тип), а также типичных метасоматических пород (грейзены и «микроклиниты») не согласуется с общей эволюцией полевых шпатов в генетически связанных сериях магматических гранитов. Следовательно, эти признаки могут служить индикатором генезиса полевых шпатов и гранитоидов в целом.

## В Ы В О Д Ы

1. Полевые шпаты мезозойских гранитоидов каждого рассмотренного геохимического типа Монголии характеризуются вполне определенными структурно-оптическими свойствами и выдержанной геохимической спецификой.

2. Независимо от принадлежности к определенному геохимическому типу пород эволюция составов ассоциирующих полевых шпатов в гранитоидах магматического происхождения всегда направлена в сторону образования относительно более кислого плагиоклаза и обогащенного ортоклазовым и обедненным альбитовым миналом щелочного полевого шпата в поздних членах единого генетического ряда пород. Поздние щелочные полевые шпаты последовательно обогащаются рубидием и таллием и обедняются барием и стронцием.

3. Литий-фтористые полнокристаллические граниты и их субвулканические разновидности онгониты характеризуются сходной ассоциацией полевых шпатов (микроклин+альбит) и относятся к «субсольвус гранитам». Исследование полевых шпатов подтверждает гипотезу магматического генезиса литий-фтористых гранитов, формирующихся из остаточного магматического расплава.

4. Кристаллизация литий-фтористых гранитов в условиях относительно низких температур и высокой активности летучих компонентов способствовала формированию в них триклинной высокоупорядоченной разновидности щелочного полевого шпата, которая фиксируется даже в закаленных (содержащих в основной массе стекло) онгонитах.

5. Полевые шпаты мезозойских гранитоидов и связанных с ними типичных метасоматических пород различаются как по составу, так и по уровню содержания редких элементов. Установленные различия могут использоваться при выяснении генезиса гранитоидных пород.

## ЛИТЕРАТУРА

Антипин В. С., Кузьмин М. И. Геохимические особенности калиевых полевых шпатов порфировидных гранитоидов Восточного Забайкалья.— «Геол. и геофиз.», 1969, № 4, с. 29—37.

Антипин В. С., Кузьмин М. И., Пополитов Э. И., Знаменский Е. Б. О генезисе калиевых полевых шпатов в мезозойских порфировидных гранитоидах Восточного Забайкалья.— «Геохимия», 1969, № 6, с. 698—708.

Барт Т. Ф. Измерения палеотемператур гранитных пород.— В кн.: Чтения им. В. И. Вернадского. М., Изд-во АН СССР, 1962, 19 с.

Бойэн Н. Л., Таттл О. Ф. Система  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{H}_2\text{O}$ .— В кн.: Полевые шпаты. М., ИЛ, 1952, с. 134—164.

Донней Г., Виар Ж., Сабатье Г. Структурный механизм термических и концентрационных превращений в силикатах.— В кн.: Физика минералов. М., «Мир», 1964, с. 31—38.

Донней Г., Донней Дж. Х. Изменение симметрии в серии высокотемпературных щелочных полевых шпатов.— В кн.: Полевые шпаты. М., ИЛ, 1956, с. 111—130.

Жиров К. К., Стишов С. М. К геохимии процесса амазонитизации.— «Геохимия», 1965, № 1, с. 32—42.

Коваленко В. И. и др. Редкометалльные гранитоиды Монголии (петрология, распределение редких элементов и генезис). М., «Наука», 1971, 239 с.

Макагон В. М., Шмакин Б. М. Триклинность калиевых полевых шпатов из мусковитовых пегматитов и содержание в них бария.— «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1970, т. 99, № 4, с. 442—449.

Марфуни А. С. Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение.— «Тр. ИГЕМ АН СССР», 1962, вып. 78, 275 с.

Менерт К. Мигматиты и происхождение гранитов. М., «Мир», 1971, 328 с.

Наумов В. Б., Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Владыкин Н. В., Иванова Г. Ф. Термическое исследование включений стекла в топазах из топазосодержащих кварцевых кератофиров (онгонитов).— «Докл. АН СССР», 1971, т. 199, № 3, с. 681—684.

Рябчиков И. Д. Усовершенствование полевошпатового геологического термометра Барта.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М., «Наука», 1965, с. 49—60.

Сретенская Н. Г. Экспериментальное исследование распределения рубидия, таллия и свинца в системе калиевой полевой шпат — вода.— В кн.: Экспериментальные исследования в области минералогии и геохимии редких элементов. М., «Наука», 1966, с. 49—60.

Bowen N. L., Tuttle O. F. The system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{H}_2\text{O}$ .— «J. Geol.», 1950, v. 58, № 5, p. 489—511.

Luth W. C., Jahns R. H., Tuttle O. F. The granite system at pressure of 4 to 10 kilobars.— «J. Geophys. Res.», 1964 v. 69, p. 759—773.

Luth W. C., Tuttle O. F. The alkali feldspar solvus in the system  $\text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ .— «Amer. Mineralogist», 1966, v. 51, N 9/10, p. 1359—1379.

Marmo V. On the albite of granitic rocks.— «Bull. Comm. Geol. Finlande», 1961, v. 196, p. 391—398.

Orville P. M. Alkali feldspar-alkali chloride hydrothermal ion exchange.— «Ann. Rept. Geophys. Lab.», 1960, p. 104—108.

Orville P. M. Alkali ion exchange between vapor and feldspar phases.— «Amer. J. Sci.», 1963, v. 261, № 3, p. 201—237.

Tuttle O. F., Bowen N. L. Origin of granite in the light of experimental studies in the system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ .— «Geol. Soc. Amer.», 1958, mem. 74, 153 p.

Wyart J., Sabatier G. Mobilité des ions alcalins et alcalinoterreux dans les feldspaths.— «Bull. Soc. Franc. Miner. Cristallogr.», 1956.

Wyart J., Sabatier G. Mobilité des ions silicium et aluminium dans les cristaux de feldspaths.— «Bull. Soc. Franc. Miner. Crist. allogr.», 1958, v. 81, № 7/9, p. 223—226.

Wyllie P. J., Tuttle O. F. Experimental investigations of silicate systems containing two relative components. Pt. III. The effect of  $\text{SO}_3$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{HCl}$  and  $\text{Li}_2\text{O}$  in addition to  $\text{H}_2\text{O}$  on the melting temperatures of albite and granite.— «Amer. J. Sci.», 1964, v. 262, № 7, p. 230—249.

## ЗОНАЛЬНОСТЬ АРЕАЛА МЕЗОЗОЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ПОЯСА И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ИХ ГЕНЕЗИСА

При геохимическом исследовании мезозойских гранитоидов и связанных с ними рудных метасоматитов на территориях Монгольской Народной Республики и Советского Забайкалья, т. е. в пределах западной части Монголо-Охотского пояса, выявилась зональная картина распределения магматических образований, сочетающаяся с определенными структурами земной коры (Зоненшайн и др., 1973). Наличие зональности в пространственном размещении мезозойских гранитоидов и вулканических пород указывает на существование каких-то общих генетических причинно-следственных связей при формировании магматических пород разного состава в пределах всего Монголо-Охотского пояса. Выявление указанных генетических связей наряду с анализом особенностей происхождения конкретных (модельных) массивов plutonic пород или их групп представляет возможность рассмотреть генезис мезозойских гранитоидов как явления в целом, не ограничиваясь отдельными массивами, а наоборот, вовлекая в анализ одновременные события на всей территории ареала мезозойского магматизма с учетом формирования важнейших тектонических структур, регионального и контактового метаморфизма, гранитизации и т. д. Другими словами, в настоящей работе при анализе генезиса магматических пород по возможности полно учитываются события, совершившиеся в выбранный интервал геологического времени на территории всего Монголо-Охотского пояса.

Выявление указанной выше зональности Монголо-Охотского пояса было возможно только на основании разработанной авторами классификации мезозойских гранитоидов МНР и Забайкалья, основанной на трех их важнейших геологических характеристиках: 1) составе или принадлежности гранитоидов к определенному геохимическому типу (Кузьмин, 1971), 2) возрасте (Бобров, 1962; Коваленко и др., 1971) и 3) условной глубинности формирования. Прежде чем описывать тектоно-магматическую зональность Монголо-Охотского пояса, кратко охарактеризуем указанную классификацию пород.

### КЛАССИФИКАЦИЯ МЕЗОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ МНР И ЗАБАЙКАЛЬЯ

**Возрастные циклы.** По данным многочисленных исследователей (Ковалев, Хренов, 1962; Старченко, 1962; Геологическое строение..., 1966; Нагибина, 1973; Зоненшайн, 1971), мезозойская история геологического развития западной части Монголо-Охотского пояса (Забайкалье, Приаргунье и Монголия) не продолжает предшествующую палеозойскую историю, а проявляется как самостоятельный цикл развития. С мезозоя, по мнению М. С. Нагибиной, начинается новый этап, этап ревивации, или оживления более древних структур, сопровождающийся формированием наложенных терригенных, вулканогенно-терригенных, вул-

каногенных, реже морских прогибов, разделенных поднятиями, а также интенсивным интрузивным гранитоидным магматизмом. М. С. Нагибина показала, что для Монголии характерно полное несоответствие структурных планов развития верхнепалеозойских орогенных и мезозойских структур. Последние в МНР резко наложены на разновозрастное палеозойское и докембрийское основание, в связи с чем разрыв во времени между мезозойскими структурами и структурами основания достигает многих периодов (например, в Джидинском районе). Точно такие же соотношения имеют место между мезозойскими гранитоидами и более древними интрузивными образованиями: ареал первых резко несогласно накладывается на разновозрастные ареалы более древних интрузивных пород. В соответствии с этими данными формирование мезозойских гранитоидов в западной части Монголо-Охотского пояса мы не связываем с эволюцией палеозойского магматизма, а рассматриваем как независимый от последнего геологический процесс.

Многочисленные калий-аргоновые определения возраста интрузивных пород МНР (Брандт и др., 1969; Коваленко и др., 1971) и сопоставление их с данными по возрасту пород, определенными палеонтологическими методами, свидетельствуют о наличии на территории МНР мезозойских интрузивных пород двух возрастных циклов: раннемезозойского (230—180 млн. лет) и позднемезозойского (150—110 млн. лет, в отдельных случаях — до 110—90 млн. лет). Раннемезозойский интрузивный цикл соответствует интервалу от триаса, а возможно, с верхов верхней перми до средней юры. Верхнемезозойский интрузивный цикл охватывает время от конца средней юры вплоть до нижнего мела. Аналогичные циклы могут быть выделены на территории Центрального и Восточного Забайкалья, где к нижнемезозойскому циклу отнесены гранитоиды кыринского комплекса (Тихомиров и др., 1964) и некоторые относительно мелкие гранитоидные массивы (Асакан-Шумиловский, Оленгуевский массивы, анаманский комплекс и др.). Большая же часть гранитоидных массивов Забайкалья должна быть отнесена к верхнемезозойскому интрузивному циклу (кукульбейский, харалгинский, амуджикано-сретенский, шахтаминский, сохондинский, акатуевский и другие комплексы). На территории Западного Забайкалья преобладают интрузивные комплексы раннемезозойского цикла (Тихомиров и др., 1964).

Выделение двух указанных интрузивных циклов в западной части Монголо-Охотского пояса хорошо согласуется и с данными по истории геологического развития различных его частей (Нагибина, 1971; Зоненшайн, 1971). Например, Л. П. Зоненшайн в Джаргалантуинском прогибе выделил два геолого-структурных яруса среди мезозойских отложений, соответствующих двум главным эпохам осадконакопления: верхнепермско-нижнеюрской и позднемезозойской, разделенным тектоническими подвижками и складкообразованием. Граница между указанными эпохами лежит на рубеже 175 млн. лет (данные А. Я. Салтыковского). Выделение двух структурных ярусов и соответственно двух самостоятельных эпох геологического развития произведено М. С. Нагибиной для мезозойских вулканогенно-осадочных отложений в пределах всей Монголии.

В восточных частях Монголо-Охотского пояса (Малый Хинган, Бурейнский массив и восточнее) появляются магматические образования верхнемелового и палеогенового возраста (Красный, 1966). Они могут быть отнесены к третьему интрузивному циклу, но в пределах Монголии и Забайкалья эти магматические породы отсутствуют.

**Состав. Геохимические типы гранитоидов.** При разработке классификации гранитоидов по вещественному признаку мы исходили из следующих требований. Во-первых, единица такой классификации должна быть строго определена так, чтобы характеризовала важнейшие вещественные (петрографические, петрохимические и геохимические) свойства рассматриваемых объектов.

Этому требованию не соответствует понятие «интрузивный комплекс» (Кузнецов, 1964), поскольку чаще всего в вещественном отношении комплексы слагаются разными породами. Поэтому в настоящей классификации понятие «интрузивный комплекс» не используется. Во-вторых, единица классификации должна отвечать требованию определенной пространственной независимости. Это значит, что простейший состав пород, лежащий в основе классификации, должен быть «способен» формировать отдельные интрузивные массивы с определенным набором пород поздних фаз и послемагматических образований, в том числе и рудных. Естественно, что мы не могли принять для наших целей обычную петрографическую классификацию. К тому же во многих случаях нужно было расчленять породы, петрохимически и петрографически довольно близкие, но заметно различающиеся по распределению некоторых элементов. В-третьих, единица классификации должна нести определенную металлогеническую нагрузку (Коваленко и др., 1972). В настоящей статье этот третий аспект классификации специально не рассматривается.

В соответствии с перечисленными условиями в основу классификации интрузивных пород положен их геохимический тип. Последний объединяет в себе породы, близкие по химическому и минеральному составу, структурам, распределению редких элементов и характеру эволюции петрогенных и редких элементов, способные формировать отдельные в пространственном отношении массивы.

Мезозойские интрузивные породы западной части Монголо-Охотского пояса представлены в основном гранитоидами. В связи с этим и в принятой нами классификации преобладают геохимические типы гранитоидов. Но к ним, конечно, могут быть добавлены и геохимические типы других интрузивных пород.

Для западной части Монголо-Охотского пояса выделены следующие геохимические типы интрузивных пород: 1) габбро-диоритовый, 2) гранодиорит-гранитный, 3) стандартных гранитов, 4) литий-фтористых гранитов, 5) щелочных (агпайтовых) гранитов и других щелочных пород. Предложенные геохимические типы характеризуются следующими интервалами состава пород главных интрузивных фаз: 1) габбро-диориты ( $a = 7,1-10,8$ ;  $c = 8,7-5,8$ ;  $b = 27-14,5$ ;  $S = 57,2-68,9$ ;  $Q = 8,5-17,4$ ); 2) гранодиорит-гранит ( $a = 12,4-13,4$ ;  $c = 4,5-2,4$ ;  $b = 8,3-5,4$ ;  $S = 74,8-78,8$ ;  $Q = 20,3-28,4$ ); 3) от состава гранита до линии, ограниченной следующими координатами на диаграмме А. Н. Заварицкого:  $a = 12,0$ ;  $b = 3,5$ ;  $a = 17,0$ ;  $b = 2,2$ ;  $c = 0$ ;  $b = 3,5$ ;  $c = 1,5$ ;  $b = 2,0$ ; 4) аляскиты, составы которых расположены в области наиболее лейкократовых и малокальциевых гранитов (на диаграмме А. Н. Заварицкого выше граничной линии, указанной в предыдущем интервале); 5) тип пород повышенной щелочности — агпайтовые граниты, различные щелочные породы, а также породы повышенной щелочности\*. Для последней петрохимической группы пород главными признаками являются коэффициент агпайтности, больший единицы, наличие в породах щелочных минералов (щелочных темноцветных минералов, нефелина, лейцита и др.), а также минеральных парагенезисов повышенной щелочности (II, III, IV поля диаграммы Д. С. Коржинского, 1957). По этим признакам к данному типу отнесены агпайтовые граниты, граносиениты, сиениты, нефелиновые сиениты, монцонитоиды, амфибол-биотитовые аляскиты, моношпатовые аляскиты с парагенезисом щелочного полевого шпата и биотита без плагиоклаза.

\* Щелочные породы содержат щелочные минералы (фельдшпатоиды, щелочные темноцветные и т. д.). Породы повышенной щелочности могут таких минералов не содержать, но иметь минеральные парагенезисы повышенной щелочности (калийного полевого шпата с пироксеном или амфиболом, например, и т. д.), а также повышенную петрохимическую характеристику  $a$  при данных  $b$  и  $c$ .

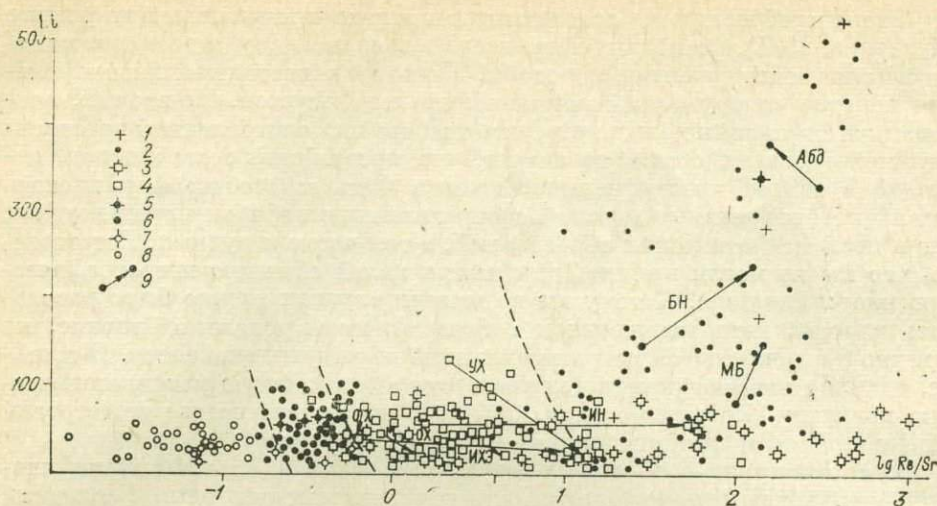


Рис. 1. Диаграмма зависимости между содержанием лития и логарифмом рубидий-стронциевого отношения в гранитоидах различных геохимических типов.

Литий-фтористый тип: 1 — жильные образования; 2 — породы главных интрузивных фаз. Стандартный тип: 3 — жильные породы; 4 — породы главных интрузивных фаз. Гранодиорит-гранитный тип: 5 — жильные породы; 6 — породы главных интрузивных фаз. Габбро-диоритовый тип: 7 — жильные породы; 8 — породы главных интрузивных фаз; 9 — линии эволюции содержания элементов при становлении массивов: Абд — Абдарский, БН — Бага-Газрынский, МБ — Барун-Цогтинский, УХ — Хуху-Уланский, ИН — Их-Нарогин-Хидский, ОХ — Овгон-Хайрханский, М — Модотинский, ИХ — Их-Хайрханский.

Следует подчеркнуть, что габбро-диоритовый, гранодиорит-гранитный и в некоторой степени тип пород повышенной щелочности довольно четко выделяются по минералогическим и петрохимическим признакам. Петрохимические и минералогические различия между стандартными и литий-фтористыми гранитами не такие отчетливые, поэтому значительно большее значение имеют данные по распределению в них редких элементов.

В классификационных целях особенно важны данные по распределению в гранитоидах разных геохимических типов содержания лития, рубидия, бария и стронция. Между содержанием бария и стронция намечается прямая корреляция во всем изученном интервале состава пород. Поэтому, например, стронций своим поведением в той или иной степени характеризует и поведение бария.

Между содержанием стронция и рубидия в мезозойских гранитоидах МНР и Забайкалья (СССР) отмечена обратная корреляционная связь (Коваленко и др., 1974; Кузьмин, 1971). Это вполне закономерно, так как при переходе от более основных пород к кислым обычно увеличивается содержание рубидия и уменьшается концентрация стронция. В связи с этим для характеристики геохимического типа пород нами используется отношение рубидия к стронцию, монотонно возрастающее от габбро-диоритов к литий-фтористым гранитам. Однако литий-фтористые граниты в отличие от стандартных определяются часто высоким содержанием лития и возрастанием его концентрации в поздних дифференциатах, поэтому поля гранитоидов разных геохимических типов (рис. 1) показаны в координатах концентрации лития — логарифм величины рубидий-стронциевого отношения. По-видимому, для разделения мезозойских гранитоидов и особенно стандартных и литий-фтористых гранитов соотношения концентрации лития и величины Rb/Sr наиболее важны.

Более полная характеристика выделенных геохимических типов интрузивных пород приведена в табл. 1—5, а также в ранее опубликованных работах (Коваленко и др., 1974; Кузьмин, 1971).

**Фации условной глубинности гранитоидов.** В основу разделения мезозойских гранитоидов по фациям условий глубинности положены: 1) размеры и морфология массивов гранитоидов, 2) внутреннее строение массивов, 3) взаимоотношение гранитоидов с вмещающими породами (экзоконтактовые явления), 4) пространственная связь с комагматичными вулканитами.

По этим признакам массивы гранитоидов разделены на следующие группы: а) приповерхностные массивы, б) гипабиссальные, в) массивы средних и больших глубин (мезоабиссальные).

Приповерхностные трещинные интрузии имеют более или менее правильную изометрическую форму и размеры, не превышающие первых сотен квадратных километров. Обычно это дайки, штоки или плитообразные тела. С комагматичными эффузивными образованиями они составляют пространственно единые вулcano-плутонические ассоциации. Приповерхностные интрузии, как правило, характеризуются однородным строением, осложненным наличием относительно редких тел гранитов дополнительной фазы и пород жильной серии. Среди них широко развиты миароловые и пегматоидные граниты.

Взаимотношения этих массивов с вмещающими породами — четкие интрузивные. Экзоконтактовые изменения в них практически не проявлены или выражены в развитии нешироких ореолов роговиков. Интрузии данной группы могут залегать

Таблица 1

Характеристика пород габбро-диоритового геогмического типа

Массив	Петрографические разновидности	Величины петрохимических характеристик	Состав породобразующих минералов	Парагенезис акцессорных минералов	Геохимические признаки (типоморфные редкие элементы)	Рудоносность	Другие характерные признаки
Бухудейский, Тогобийский и др. (массивы Хэнтейского района)	Кварцевый диорит, рогово-обманковое габбро и диоритовые пегматоиды	$a=8,5-10,6$ $b=15,2-20,0$ $c=4,3-6,2$ $Q=4,7-14,3$	Плагиоклаз № 30—45	Магнетит, апатит, циркон, сфен, ильменит, шприт		Пространственная ассоциация месторождений золота	Дайки микродиоритов, порфиритов, плагиогранитов
Цонголонский, Бугутский и др. (массивы Орхон-Селенгинского района)	Кварцевый диорит и монцитит Дайки лампрофитрон		Плагиоклаз № 30—35	Магнетит, циркон, сфен, апатит	Низкое содержание большей части литофильных редких элементов (особенно Rb, Li, Be).	Оруденение не известно	Повышенная щелочность пород
Ихе-Хайулечинский	Кварцевый диорит		Плагиоклаз № 30—40	Магнетит, сфен, циркон	Низкое содержание большей части литофильных редких элементов	Оруденение не известно	

Характеристика гранитоидов гранодиорит-

Массив	Петрографические разновидности	Величины главных петрохимических характеристик	Состав породообразующих минералов
Даурская интрузия (кыринские гранитоиды)	Биотит-роговообманковый гранодиорит и гранит главной фазы.  Биотитовый и лейкократовый гранит дополнительных фаз	$a=11,5-13,3$ $b=5,9-13,1$ $c=2,3-4,2$ $Q=15,4-27,8$	Плагиоклаз зональный: № 40—45 — ядро, № 18—20 — периферия зерен
Бага-Хэнтейский батолит	Биотит-роговообманковый гранодиорит и гранит главной фазы. Лейкократовый гранит дополнительных фаз		Плагиоклаз № 20—32
Ялтуино-Верхне-Кумырский массив	Биотитовый, двуслюдяной гранит. Лейкократовый гранит		Плагиоклаз № 20—30
Прионзонский массив	Биотитовый и биотит-роговообманковый часто порфиroidный гранит, реже гранодиорит		Плагиоклаз № 20—35
Прикеруленский массив	Биотитовый плагиогранит и гранит. Двуслюдяной гранит	$a=12,4-14,6$ $b=3,6-6,8$ $c=1,0-3,3$ $Q=26,3-30,3$ $Ka^*=0,62-0,76$	Плагиоклаз № 27—30

\* Здесь и далее  $Ka$  — коэффициент агаптности.

среди пород любого состава, при этом не отмечается какой-либо зависимости между составом гранитоидов и вмещающих их пород. В Монголии они нередко залегают среди молодых мезозойских толщ, но отмечаются и среди древних вмещающих пород.

Наиболее широко приповерхностные интрузивные тела распространены в пределах Центрально-Монгольской зоны, где находятся в тесной пространственной ассоциации с эффузивными образованиями. Геологическое положение и строение типичных массивов данной группы рассмотрено ранее (например, Дашибалбарский массив, Брандт и др., 1970).

Интрузии гипабиссальные в отличие от приповерхностных интрузий характеризуются большими размерами площадей выходов пород (до 500 км<sup>2</sup> и более) и прихотливой формой контактов массивов. Они имеют более сложное внутреннее строение, обусловленное развитием пород нескольких фаз. Наряду с широкими зонами ороговикования вмещающих песчаников, алевролитов или сланцев в них иногда отмечаются приконтактные гранитизация и мигматизация, приуроченные, как правило, к пологопадающим контактам массивов. В пределах Монголии такие массивы залегают среди относительно древних ниже- и среднепалеозойских песчано-сланцевых толщ, метаморфизм которых доходит до условий амфиболитовой фации.

Формирование данных массивов, очевидно, трудно объяснить каким-то одним механизмом. Вероятнее всего, оно обусловлено совокупностью

## гранитного геохимического типа

Парагенезис акцессорных минералов	Геохимические признаки (типоморфные редкие элементы)	Рудоносность	Другие характерные признаки
Магнетит, циркон, апатит, сфен, ортит	Содержания Rb, Li, Be, Pb, Zn, Sn, WO <sub>3</sub> , близкие к кларку	Кварцевые жилы со следами золота, молибдена, мышьяка, грейзены со слабой оловоносностью	В качестве ксенолитов и приконтактовых фаций встречаются породы типа габбро-диоритов
Магнетит, пирит, циркон, сфен, апатит	Близкие к кларковому содержанию большей части редких элементов	Оруденение не известно	Содержат ксенолиты пород габбро-диоритового типа. Незначительная пересыщенность пород глиноземом
Апатит, флюорит, гранат, циркон, сфен		Оруденение не известно	
Апатит, циркон, сфен, магнетит		Кварцевые жилы с Sn и W минерализацией	
Циркон, сфен, апатит	Содержания Rb, Li, Be, Pb ниже, а Ba, Sr — выше кларка	Пегматитовые жилы с акцессорной бериллиевой минерализацией	Незначительная пересыщенность глиноземом и умеренная кислотность пород

процессов активного внедрения расплава и магматического замещения им вмещающих толщ с явлениями их гранитизации и мигматизации. Эти интрузии пользуются наиболее широким распространением в Монголии, особенно в пределах обрамления Хентейского свода, на северо-востоке и на юге МНР. С гипабиссальными массивами стандартного и литий-фтористого типа связаны практически все редкометалльные месторождения Монголии и Забайкалья.

Интрузии средних и больших глубин (мезоабиссальные). К данной группе отнесены крупные (батолитообразные) массивы, расположенные среди древних (палеозойских и протерозойских), иногда высокометаморфизованных пород. Они занимают, как правило, согласное положение со структурами вмещающих пород и характеризуются относительно широким развитием в последних явлений гранитизации и мигматизации.

В пределах Монголии эти крупные массивы пространственно тяготеют к области Хэнтя. Типичными представителями таких крупных батолитов, формирующихся на относительно больших глубинах по сравнению с рассмотренными выше интрузиями, являются Прикеруленский, Ялтуино-Верхнекумырский и Приононский массивы. По-видимому, к такому же типу глубинных батолитов относится большая часть Бага-Хэнтэйского массива. Широко развиты мезоабиссальные гранитные массивы и в Забайкалье. Например, Борщовочный массив (Горжевский, Фогельман и др.,

Массив	Петрографические разновидности	Величины главных петрохимических характеристик	Состав породообразующих минералов
Горихинский	Резкопорфировидный биотитовый гранит. Крупно-равномерно-зернистый биотитовый и лейкократовый граниты	$a=14,2-14,5$ $b=3,5-4,6$ $c=1,1-2,0$ $Q=27,6-31,7$	Плагиоклаз № 14—27 КПШ ** вкрапленников — $Or_{69}Ab_{31}$ КПШ основной массы — $Or_{77}Ab_{23}$ КПШ аплитов — $Or_{77}Ab_{23}$
Югодзырский	Резкопорфировидный рогообманково-биотитовый гранит	$a=14,9-16,0$ $b=2,8-3,6$ $c=0,4-1,2$ $Q=27,6-31,2$	Плагиоклаз № 16—26 КПШ вкрапленников — $Or_{70}Ab_{30}$ КПШ основной массы — $Or_{76}Ab_{24}$
Тумэн-Цогтинский	Резкопорфировидный биотитовый гранит, мелкозернистый биотитовый и двуслюдяной граниты	$a=12,1-15,4$ $b=3,0-4,1$ $c=0,5-1,1$ $Q=28,7-41,9$	Плагиоклаз № 10—20 КПШ вкрапленников — $Or_{74}Ab_{26}$ КПШ основной массы $Or_{85}Ab_{15}$
Их-Хайрханская * группа	Средне-крупнозернистый биотитовый гранит	$a=13,3-15,4$ $b=2,7-4,3$ $c=1,3-2,1$ $Q=25,8-34,1$ $Ka=0,70-0,89$	Плагиоклаз № 12—26 КПШ — $Or_{84}Ab_{16}$
Модотинский	Средне-крупнозернистый биотитовый гранит. Дайки мелкозернистых биотитовых и двуслюдяных гранитов	$a=12,6-12,7$ $b=4,8-10,1$ $c=2,0-2,9$ $Q=23,4-30,9$ $Ka=0,63-0,68$	Плагиоклаз № 12—15 КПШ — $Or_{83}Ab_{17}$
Их-Наротин-Хидский	Крупнозернистый порфировидный гранит. Средне-равномерно-зернистый биотитовый гранит	$a=14,1$ $b=3,0$ $c=1,0$ $Q=34,7$	Плагиоклаз № 16—18 КПШ — $Or_{84}Ab_{16}$
Онгон-Хайрханский	Среднезернистый биотитовый гранит. Дайки и межпластовые тела мелкозернистых гранитов		Плагиоклаз № 12—26 КПШ — $Or_{86}Ab_{14}$
Хуху-Улинские *	Крупно-среднезернистый двуслюдяной и мусковитовый граниты		Плагиоклаз № 15—20

\* Массивы позднемезозойского цикла.

\*\* Калиевый полевой шпат.

1970), Цаган-Олувский (Синица, 1970). С. М. Синица доказал, что в связи с Цаган-Олувским массивом проявлены гранитизация и метаморфизм вмещающих юрских отложений (от начальных ступеней фации зеленых сланцев до высокотемпературной части амфиболитовой фации).

Имеющиеся данные по всем известным массивам Монголии и Забайкалья позволяют наметить следующие характерные геологические признаки мезоабиссальных массивов:

дартного геохимического типа

Парагенезис акцессорных минералов	Геохимические признаки (типоморфные редкие элементы)	Рудоносность	Другие характерные признаки
Магнетит, сфен, флюорит, циркон, ильменит, апатит, монацит	Содержания Rb, Tl, Sn, Pb близки к кларку. Содержания Li выше, а Zn, Ba, Sr — заметно ниже кларка	Хрусталеносные пегматиты	Крупные вкрапленники ортоклаза
Магнетит, апатит, циркон, сфен	Содержания Li, Tl, F, Pb, Sn, Zn, B, Sr, Nb близки к кларкам. Несколько повышены содержания Rb, Cs, Be, W и понижены Ba	Оруденение не известно	Крупные вкрапленники высокого ортоклаза
Ильменит, гематит, гранат, флюорит, апатит, циркон, сфен	Содержания Rb, Cs, Tl, Be, F выше кларка, а Ba, Sr — ниже	Кварц-вольфрамитовые жилы и грейзены	Крупные вкрапленники промежуточного ортоклаза
Сфен, апатит, циркон, ортит, флюорит, магнетит, пирит, гематит	Содержания большей части редких элементов близки к кларкам. Содержания Sn, Ba, Li ниже средних содержаний их в гранитах	Жильный кварц-вольфрамитовый тип оруденения	Встречены дайки лампрофиров
Сфен, апатит, циркон, магнетит, гранат, турмалин	Содержания большей части редких элементов близки к кларкам. Концентрации Li ниже, а Sn и Ba выше их средних содержаний в гранитах	Оловоносные жилы и грейзены	
Сфен, апатит, циркон, ортит, флюорит, монацит, магнетит, гематит, ильменит	Содержания большей части редких элементов близки к кларкам. Концентрации Sn и Rb несколько выше кларка	Грейзены и редкие кварц-вольфрамитовые жилы	Встречены дайки лампрофиров
Сфен, апатит, циркон, ортит, гематит	Содержания большей части редких элементов близки к кларкам. Содержание Sn выше кларка	Вольфрамовое месторождение кварцево-жильного и штокверкового типов	
Гранат, турмалин	Содержания большей части редких элементов близки к кларкам. Концентрации Li, Be, Sn, B значительно выше средних содержаний их в гранитах	Пегматиты с бериллом	В эндоконтактовых зонах появляются мусковитовые разности с турмалином

- а) большие площади выходов гранитоидов (до 1000 км<sup>2</sup> и более), соответствующие площадям крупных батолитообразных плутонов;
- б) согласное или близкое к таковому положение массивов по отношению к структурам вмещающих пород. Вероятная связь этих массивов с зонами глубинных разломов;
- в) сложная заливообразная форма массивов, часто подчиняющаяся направлению простирания или слоистости вмещающих пород;

Характеристика гранитов литий-фтористого геохимического типа

Массив	Петрографические разновидности	Величины главных петрохимических характеристик	Состав породообразующих минералов	Парагенезис акцессорных минералов	Геохимические признаки (типоморфные редкие элементы)	Рудоносность
Жанчивланский	Аляскиты. Микроклин-альбитовый, амазонит-альбитовый и альбит-лепидолитовый гранит	Аляскиты: $a=13,4-15,5$ $b=1,2-3,4$ $c=(-0,4)-0,8$ $Q=32,0-41,0$ $Ka=0,82-1,03$	Альбит № 3—10 КПШ $Or_{73}Ab_{27}$ — — $Or_{87}Ab_{13}$ Цинвальдит Лепидолит	Монацит, колумбит, касситерит, топаз, флюорит, плюмбоширо-хлор, циркон	Резко повышенные содержания фтора и лития, а также повышенные Rb, Sn, Be. Содержания Ba и Sr аномально низкие	Акцессорная танталовая рудоносность альбит-лепидолитовых гранитов. Кварцевые жилы с оловянной и вольфрамовой минерализацией
Абдарский	Среднезернистый аляскит. Амазонит-альбитовый гранит. Амазонит-альбитовые пегматоидные тела	См. В.И. Коваленко и др., 1971	Альбит — олигоклаз № 8—16 КПШ — $Or_{77}Ab_{23}$ — — $Or_{81}Ab_{19}$ Цинвальдит	Ильменит, флюорит, касситерит, циркон, монацит, колумбит	Резко повышенные содержания фтора и лития, а также повышенные Rb, Pb, Sn, Tl. Содержания Ba и Sr аномально низкие	Оруденение не известно
Бага-Газрыпский	Крупнозернистый аляскит. Жильные тела мелкозернистых аляскитов	$a=13,5-15,8$ $b=1,4-1,6$ $c=0,3-0,6$ $Q=32,8-41$ $Ka=0,92-0,97$	Альбит № 6—12 КПШ— $Or_{77}Ab_{23}$	Топаз, флюорит, циркон, колумбит, монацит, касситерит, шпидрит, арсеношпидрит	Резко повышенные содержания фтора и лития, а также повышенные Rb, Sn, Be. Содержания Ba и Sr аномально низкие	Оловянное оруденение цвиттеров, вольфрамовое—мусковитовых грейзенов, редкоземельная минерализация микроролнитов, акцессорная танталово-ниобиевая—амазонитовых пегматитов
Барун-Цогтинский *	Среднезернистый аляскит. Микроклин-альбитовый гранит. Амазонит-альбитовый гранит	См. В.И. Коваленко и др., 1971	Альбит-олигоклаз № 8—15 КПШ— $Or_{85}Ab_{15}$ — — $Or_{88}Ab_{12}$ Мусковит Биотит	Флюорит, циркон, колумбит, монацит, торит, мартит	Резко повышенные содержания фтора, а также повышенные Li, Rb. Содержания Ba и Sr аномально низкие	Вольфрамовое месторождение жильного типа. Танталовая акцессорная минерализация
Дайки онгитов	Топазсодержащий кварцевый кератофир	См. В.И. Коваленко и др., 1971	Альбит № 3—8 КПШ— $Or_{83}Ab_{17}$ — — $Or_{88}Ab_{12}$ Литиевый фенгит-мусковит Топаз	Флюорит, касситерит, иглолчатый рудный минерал	Резко повышенные содержания фтора и лития, а также Rb, Sn, $WO_3$ , Be. Содержания Ba и Sr аномально низкие	Акцессорная танталовая и олово-вольфрамовая минерализация.

\* Массивы нижнемезозойского цикла.

Характеристика гранитов агпаитового типа

Массив	Петрографические разновидности	Величины главных петрохимических характеристик	Состав породообразующих минералов	Парагенезис аксессуарных минералов	Геохимические признаки (типоморфные редкие элементы)	Рудоносность	Другие характерные признаки
Баян-Уланский	Рибекитовые гранофиры и щелочные граниты, граноспелениты, жильные гранофиры. Щелочно-гранитные пегматиты	$a=13,5-14,3$ $b=1,1-1,4$ $c=1,8-2,0$ $Q=35,0-37,2$ $Ka=1,16$	Альбит № 4—6. Щелочной полевой шпат $Ort_{47} Ab_{53}$ в гранитах и $Ort_{81} Ab_{19}$ в пегматитах. Амфибол	Ильменит, циркон, флюорит, циртолит, гематит, монацит	Содержания большей части редких элементов близки к кларку. Аномально низкие концентрации Ba и Sr	Минерализация неизвестна	Ассоциация с моношпатовыми аляскитами
Даши-Балбарский	Крупнозернистый щелочной гранит. Кварцевые порфиры и гранофиры. Щелочно-гранитные пегматиты	$a=13,6-15,5$ $b=0,9-2,6$ $c=1,8-2,9$ $Q=28,9-36,6$ $Ka=1,02-1,22$	Альбит № 4—6. Щелочной полевой шпат $Ort_{46} Ab_{54}$ в гранитах и $Ort_{51} Ab_{49}$ в пегматитах	Ильменит, циркон, флюорит, циртолит, апатит, магнетит, гематит	Содержания большей части редких элементов близки к кларку. Несколько повышенные содержания Sn. Низкие концентрации и аномально низкие Ba и Sr	Минерализация неизвестна	Ассоциация с коагматичными щелочными эффузивами
Хан-Богдинский	Крупно-среднезернистый щелочной гранит. Щелочные фельзиты, щелочно-гранитные пегматиты	$a=8,5-14,9$ $b=0,8-4,9$ $c=4,3-8,1$ $Q=23,7-38,6$ $Ka=1,44-2,08$	Альбит № 3—8. Щелочной полевой шпат $Ort_{55} Ab_{45}$ в гранитах и $Ort_{77} Ab_{23}$ в пегматитах	Ильменит, эльвидит, монацит, астрофиллит, торит, танталито-ниобаты	Содержания большей части редких элементов близки к кларку. Аномально низкие концентрации Ba и Sr. Резко повышенные содержания Zr Hf, TR	Редкоземельная и циркониевая минерализации	Обилие в апикальных частях массива шпировых и жильных пегматоидных тел с цирконо-силикатами и редкоземельными минералами
Хар-Хадский	Среднезернистый щелочной гранит. Дайки акеритов и грорудитов		Рибекит	Циркон, пироксид, ильменит, сфен, флюорит, монацит, торит	Содержания большей части редких элементов близки к кларкам. Аномально низкие концентрации Ba и Sr	Редкоземельная, ниобиевая и циркониевая минерализации	Резко повышенные концентрации Nb, Ta, Zr и Hf в поздних породах
Лугингольский	Нефелинсодержащие и псевдолейцитсодержащие гастигситовые сиениты. Дайки лейцитофинов, мелкозернистых нефелиновых сиенитов, тигуантов, кварцевых порфиров	$a=22,5-28,5$ $b=4,8-11,0$ $c=0,1-2,7$ $Q=-(8,3-37,4)$ $Ka=0,80-0,90$	Плагиоклаз № 10—26. Альбит № 5—6	Апатит, сфен, циркон, рутил, пироксид, пирит, флюорит, магнетит	Концентрации большей части редких элементов примерно соответствуют таковым для массивов щелочных пород других регионов. Содержания Rb и Sr гораздо выше кларка для сиенитов	Редкоземельная, ниобиевая и циркониевая минерализации	

- г) обычная ассоциация этих плутонов с древними высокометаморфизованными (до уровня амфиболитовой фации) породами;
- д) отчетливая гранитизация и мигматизация вмещающих пород, обнаруживаемая на значительном расстоянии (до 6—8 км) от контакта массива и практически полное отсутствие эруптивных контактов. Постепенные переходы между гранитоидами и метаморфизованными вмещающими образованиями;
- е) весьма сложное крайне неоднородное внутреннее строение плутонов, обусловленное наличием различных фациальных разновидностей и их частой сменой, а также крупных ксенолитов или останцов фельдшпатизированных и гранитизированных вмещающих толщ.

В пределах массивов широко распространены гранитоиды с гнейсовидной текстурой.

Перечисленные признаки характеризуют данные крупные массивы как наиболее глубинные образования, и есть основания предполагать, что многие из них формировались преимущественно на месте, почти без перемещения магмы от места своего зарождения.

### ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ПОЯСА

Пространственное размещение мезозойских гранитоидов в пределах Монголо-Охотского пояса (Зоненшайн и др., 1973) показано на рис. 2—4. В соответствии с предложенной классификацией рассмотрены три возрастных ареала: раннемезозойский (верхи верхней перми — нижняя юра), позднемезозойский (вторая половина юры — нижний мел) и в интервале от верхнего мела до палеогена. На схемах не показаны фации условной глубинности, которые приводятся и обсуждаются ниже при более подробном анализе зональности западной части Монголо-Охотского пояса (на примере Монголии и Забайкалья).

На схемах для каждого этапа нанесены:

- а) разновозрастные (в пределах выделенных циклов) массивы следующих геохимических типов: 1) габбро-диоритового и грано-диорит-гранитного; 2) стандартных гранитов; 3) двушпатовых литий-фтористых гранитов; 4) пород повышенной щелочности;
- б) поля развития вулканических пород, разделенные на известково-щелочные и щелочные (трахибазальты и трахиандезиты);
- в) зоны развития спилит-диабазового магматизма, фиксирующего собой положение эвгеосинклиналей соответствующего возраста;
- г) контуры эпиконтинентальных морских прогибов с терригенной флишеподобной седиментацией;
- д) крупнейшие разломы (например, Монголо-Охотский).

Подтверждается (рис. 2—4) давно известная тенденция смещения магматизма и тектонической активности во времени с запада на восток по направлению к Тихому океану. Это показывают и результаты анализа размещения ассоциаций геохимических типов гранитоидов. Одинаковые ассоциации геохимических типов гранитоидов (например, гранодиорит-гранитные, стандартных гранитов и др.) последовательно омолаживаются с запада на восток.

Наиболее существенно то, что на всех временных уровнях обнаруживается примерно одинаковая закономерная смена на площади одних структурных элементов и одних магматических образований другими по мере удаления от внутренних частей Тихоокеанского кольца, занятых эвгеосинклинальными зонами, к его внешним, в пределах которых домезозойское основание было переработано более поздними движениями.

Для каждого временного среза выделяется следующая структурно-магматическая зональность (с востока на запад).

1. Эвгеосинклинальная зона со спилит-диабазовым магматизмом: для раннего мезозоя — восточная часть Сихотэ-Алиня; для позднего мезозоя — Восточный Сахалин и Хоккайдо; для верхнего мела — палеогена — зона Симаито (Япония).

2. Морской прогиб с терригенной седиментацией: для раннего мезозоя — Монголо-Охотский прогиб; для позднего мезозоя — прогиб Западного Сихотэ-Алиня (Удский прогиб); для верхнего мела — палеогена — Западно-Сахалинский прогиб. В пределах всех перечисленных зон магматизм проявлен ограниченно. Конфигурация прогибов не вполне одинакова для каждого из рассматриваемых этапов. Если для верхнемелового — палеогенового времени этот прогиб (Западно-Сахалинский) вытягивался сравнительно неширокой полосой, примыкая к эвгеосинклинальной зоне и следуя параллельно ей, то раннемезозойский прогиб (Монголо-Охотский) узкой длинной апофизой далеко вдавался в глубь континента вдоль Монголо-Охотского разлома. Аналогичный прогиб позднемезозойского времени обладал промежуточной конфигурацией.

3. Область развития гранитоидов и наземного вулканизма. Для раннего мезозоя это районы Центрального, Западного Забайкалья и Восточной Монголии; для позднего мезозоя — Становик, Верхнее Приморье, все Забайкалье, Большой Хинган и в меньшей степени Восточная Монголия; для верхнего мела — палеогена — Восточно-Сихотэ-Алиньский вулканический пояс и площади развития рудоносных гранитов Сихотэ-Алиня и Малого Хингана.

В пределах последней области выделяются две зоны: внутренняя, прилегающая к «амагматичному» морскому прогибу, с наиболее характерными для нее крупными батолитообразными интрузиями гранодиорит-гранитного геохимического типа, и внешняя, для которой примечательно развитие интрузий пород повышенной щелочности. Эти зоны обособляются также и по вулканизму, известково-щелочному во внешней. Для мезозойских этапов вулканизм сконцентрирован вдоль границы между двумя отмеченными зонами. Для раннемезозойского этапа характерно резкое изгибание обеих зон, в целом образующее в пределах Хэнтея крупное замыкание (северо-восточный интрузивный ареал в МНР), соответствующее в большей мере апофизе морского прогиба и подчиненное Монголо-Охотскому шву, проникающему далеко в глубь континента. В результате в пределах этого замыкания намечается определенная симметрия: центральная часть, характеризующаяся наличием гранодиорит-гранитных батолитов, окаймляется по периферии зоной распространения щелочных пород.

Во внутренней зоне, как уже отмечалось, наиболее широко распространены гранодиорит-гранитные батолиты, как, например, Бага-Хантейский, Прионидский, Даурский и др. Им свойственно полифазное строение с ранними габброидными и диоритовыми породами и гранодиоритами, слагающими главные интрузивные фазы. В этих массивах четко проявлены участки развития гибридных пород.

Многие данные указывают на то, что эти гранитоиды образовались с участием процессов гранитизации вмещающих толщ без существенного перемещения гранитоидного вещества. А. Д. Канищев и Г. И. Менакер (1971) обращают внимание на значительное увеличение мощности гранитного слоя в пределах развития зоны батолитов до 25 км (по сравнению с максимумом 10—15 км в прилегающих районах). Интенсивная деформация всех отложений этой зоны, сильный их катаклиз говорят об обстановке сжатия, которая могла привести к скучиванию сиалических масс и образованию Даурско-Хэнтейского свода.

Примечательно, что гранодиорит-гранитные батолиты, слагающие лишь центральную часть зоны, на юго-западной периферии сменяются площадью развития сравнительно мелких массивов гранитов стандартного и в меньшей мере литий-фтористого типа. Это типично гипабиссальные интрузии. К ним принадлежат, например, Юдугинский, Модотинский,

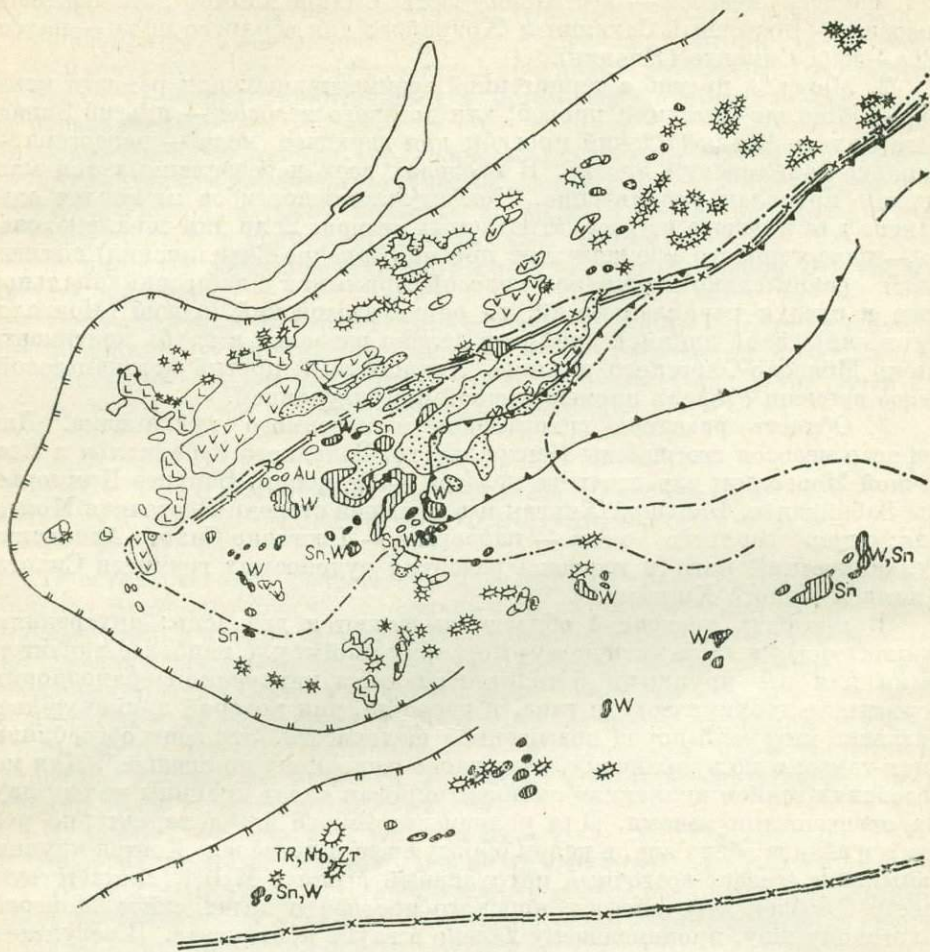
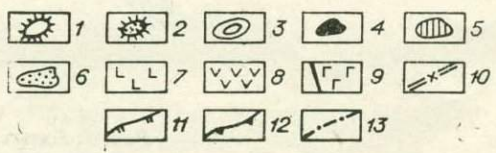
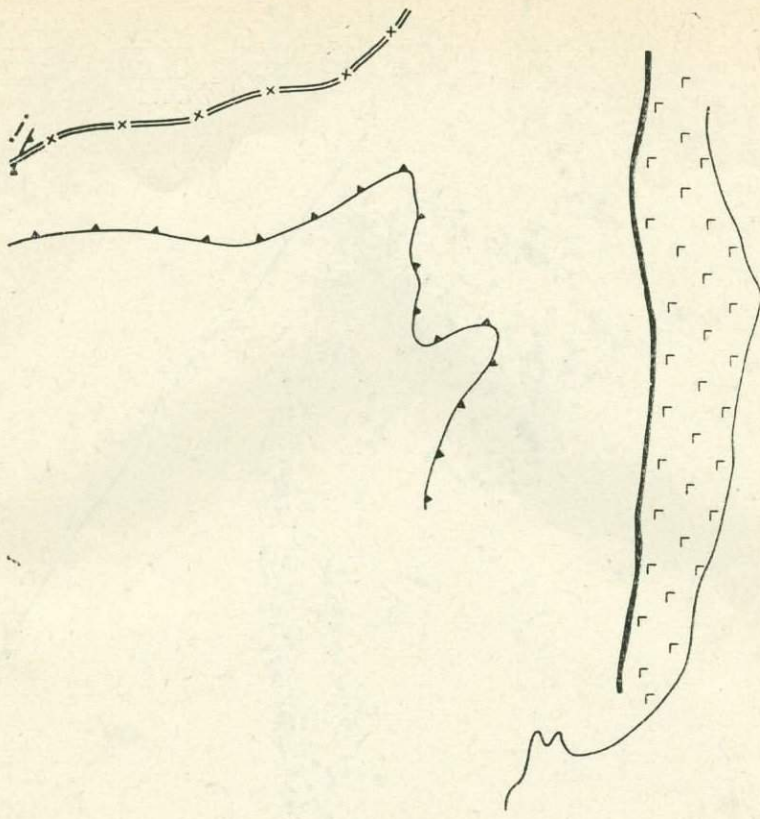


Рис. 2. Схема тектоно-магматической зональности  
 1—5 — геохимические типы гранитоидных пород повышенной щелочности: 1 — агсти, 3 — нефелиновые сиениты, 4 — стандартные граниты, 5 — гранодиорит-гранит-щелочной серии, 7 — щелочноземельной серии, 8 — спилит-диабазовой формации; матазма; 11 — контур эллиптического тального морского прогиба; 12, 13 — границы

Цаган-Дабинский и другие массивы. К юго-западу эти массивы становятся все мельче (Онгон-Хайрханский, Абдарский, Бага-Газрынский и др.).

Во внешней зоне располагаются массивы пород повышенной щелочности (малокуналейского, куналейского, амананского, гегетуйского, ичегуйского интрузивных комплексов Забайкалья и Центрального района Восточной Монголии). В пределах Монголии они иногда образуют вулканоплутонические комплексы (Брандт и др., 1970). Для этой зоны характерны грабены с молассовым выполнением и относительно слабыми деформациями, что может свидетельствовать о более спокойном тектоническом режиме, определяющемся в некоторых местах условиями растяжения. Об этом же говорит и появление щелочных пород, для образования которых необходимы относительно спокойные тектонические условия.

Намеченная зональная картина осложняется положением нижнемеозойских интрузий Южной Монголии (юго-восточная полоса). В ней распространены массивы стандартных и самые крупные массивы литий-фто-



Монголо-Охотского пояса (ранний мезозой).

пайтовые граниты и моношпатовые аляскисты, 2 — гранитоиды повышенной щелочной и габбро-диоритовый; 6—8 — вулканогенные образования (вулканиты); 6 — 9 — главные глубинные разломы; 10 — границы раннемезозойского ареала магматизма, разделяющие образования различного состава.

ристых гранитов, а также массивы щелочных пород Южно-Гобийского пояса (Коваленко и др., 1970).

В связи с недостатком фактического материала в настоящее время не удалось установить, в каких отношениях с генеральной зональностью находится зона Китая. Предполагаемый крайне гипотетический вариант изображен на схеме рис. 2.

Для позднемезозойского этапа ареал распространения магматизма остался примерно тем же (рис. 3). Однако резко к востоку сместились поля развития гранит-гранодиоритовых батолитов. Юго-западный изгиб зон магматизма проявлен и в это время, но он обнаруживается в основном по распространению вулканитов разного состава. В целом внешняя зона, характеризующаяся щелочным магматизмом, оконтуривается по массивам щелочных пород Алданского щита и Шилко-Олекминского междуречья. На широкой площади, в том числе и во внешней зоне, здесь оказались развиты более мелкие массивы гранитов стандартного и литий-фтористого типов.

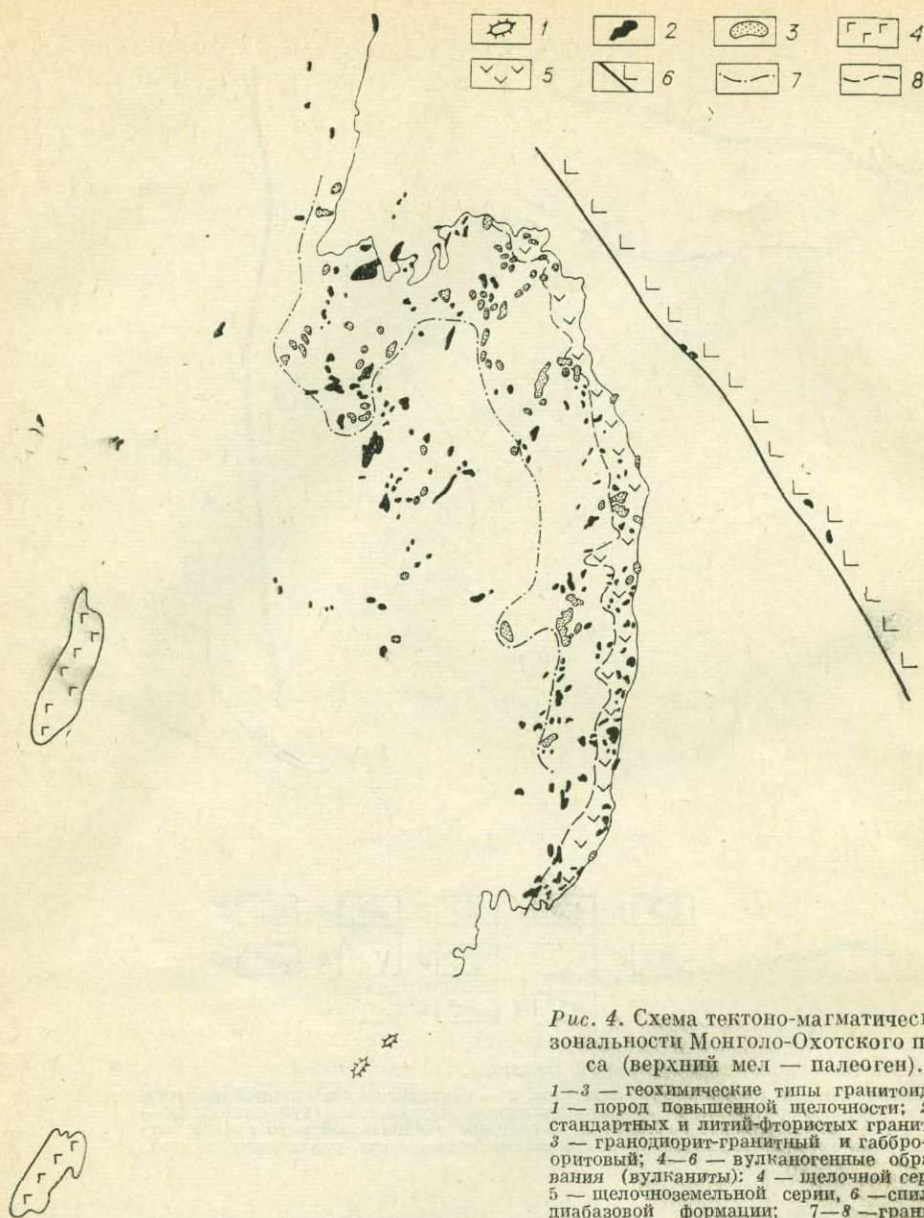


Рис. 4. Схема тектоно-магматической зональности Монголо-Охотского пояса (верхний мел — палеоген).

1—3 — геохимические типы гранитоидов: 1 — пород повышенной щелочности; 2 — стандартных и литий-фтористых гранитов; 3 — гранодиорит-гранитный и габбро-диоритовый; 4—6 — вулканогенные образования (вулканы): 4 — щелочной серии, 5 — щелочноземельной серии, 6 — спилит-диабазовой формации; 7—8 — границы зон с разным составом магматических образований.

Основное поле гранодиорит-гранитных батолитов этого типа располагается в пределах Станового хребта (граниты Удской серии). На его юго-западном продолжении в Восточном и Центральном Забайкалье развиты более мелкие массивы стандартных (Дурулгуевский, Белухинский и др.) и литий-фтористых гранитов (Соктуйский, Тургинский и др.), а также очень мелкие тела габбро-диоритов (акатуевский комплекс). Именно в этой области, которую можно назвать областью «распыленного» магматизма, сконцентрированы оловянно-вольфрамовые месторождения этого возраста (Шерлова гора, Хапчеранга, Букука, Белуха и др.).

На периферии, прилегающей к границе ареала распространения мезозойского магматизма, развиты мелкие массивы тех же стандартных и литий-фтористых гранитов (Барун-Цогто, Их-Наротин-Хид, Их-Хай-



Рис. 5. Схема размещения раннемезозойских гранитоидов МНР.  
 1 — осадочные и вулканогенно-осадочные отложения позднего мезозоя — кайнозоя; 2—4 — отложения раннемезозойских прогибов: 2 — осадки флишеидного типа, 3 — осадки прибрежно-морского типа, 4 — отложения континентальной моассы; 5—6 — проявления ранне-мезозойского наземного вулканизма: 5 — с преобладанием вулканитов щелочноземельного ряда (андезиты, дациты, липариты), 6 — с преобладанием вулканитов щелочного ряда (трахибазальты, трахилипариты и др.); 7 — домезозойские образования. Геохимические типы гранитоидов. 8—9 — агпаитовые граниты и щелочные породы; 8 — агпаитовые граниты, граносиениты, кварцевые сиениты, 9 — Лугингольский массив нефелиновых сиенитов; 10 — моношпатовые аляски-ты; 11 — двухшпатовые аляски-ты, в том числе амазонитовые и альбит-лепидонитовые разновидности; 12 — граниты стандартного типа; 13 — породы гранодиорит-гранитного типа (в том числе и гранодиориты повышенной щелочности); 14 — породы габбро-диоритового типа; 15 — разрывные нарушения; 16 — предвзагаемая граница Ононского морского прогиба.



Рис. 3. Схема тектоно-магматической зональности Монгольско-Охотского пояса (поздний мезозой).

1-4 — геохимические типы гранитоидов: 1 — пород повышенной щелочности, 2 — литий-фтористых гранитов, 3 — стандартных гранитов, 4 — гранодиорит-гранитный и габбро-диоритовый; 5-7 — вулканогенные образования (вулканиты): 5 — щелочной серии, 6 — щелочноземельной серии, 7 — спилит-диабазовой формации; 8 — главные глубинные разломы; 9 — границы ареалов позднемезозойского магматизма; 10 — контуры эпи-континентального морского прогиба; 11 — границы зон внутри ареала магматизма, разделяющие образования различного состава.

рхан и др.): Показательно, что с подавляющей частью этих массивов связаны промышленные месторождения вольфрама. В отличие от более внутренних районов «распыленного» магматизма с их оловянно-вольфрамовой и оловянной спецификой здесь резко преобладают вольфрамовые месторождения.

Для позднемезозойского времени выявляются те же особенности, что и для раннемезозойского цикла: приуроченность массивов литий-фтористых гранитов к стандартным гранитам, пространственная связь оруденения с массивами стандартных и литий-фтористых гранитов, концентрация всего оруденения в зоне «распыленного» магматизма, отсутствие транзитных металлогенических поясов, протягивающихся из Забайкалья в Монголию (очевидно, кроме золоторудного). Следует сказать, что южное продолжение всех этих зон (в пределах Китая) остается совершенно неизвестным.

В это время, как и в нижнемезозойский этап, Монголо-Охотский разлом продолжает играть существенную роль. Однако юго-западный фланг в зоне «распыленного» магматизма перестает быть магмоконтролирующим. Интересно, что в последующий нижнемеловой — палеогеновый этап вся зональность приобретает меридиональное направление, и влияние на него Монголо-Охотского разлома практически не осуществляется.

Очевидно, в течение рассматриваемых этапов (от раннего этапа к позднему) постепенно затухают с запада на восток движения по этому разлому.

Таким образом, для разновозрастных ареалов магматических пород в пределах Монголо-Охотского пояса тектоно-магматическая зональность является весьма сходной и соподчиняется с эвгеосинклинальными зонами и зонами наиболее крупных поперечных разломов. Это свидетельствует об общих закономерностях, регулирующих распределение магматизма на территории Монголо-Охотского пояса, по крайней мере, в течение всего мезозоя.

Рассмотрим эти закономерности на примере раннемезозойского ареала, для чего более подробно опишем его интрузивные породы.

#### Общая структура раннемезозойского ] ареала магматизма

Раннемезозойские интрузии юго-западной части Монголо-Охотского пояса образуют северо-восточный (забайкало-монгольский) и, возможно, хангайский ареалы. Кроме того, на юге Монголии можно выделить южно-монгольскую полосу распространения раннемезозойских интрузий.

Северо-восточный ареал охватывает Селенгино-Витимскую зону вплоть до верховьев рек Олекмы и Амазара, Хэнтэйское нагорье, Зачинойскую горную страну, бассейны рек Ульдзы, Керулена, верховья р. Онона. Наибольшая концентрация массивов наблюдается в пределах так называемого Даурско-Хэнтэйского свода и его обрамления. По насыщенности гранитоидными массивами и их размерам Даурско-Хэнтэйское нагорье представляет собой как бы центр интрузивного магматизма, проявление которого как по общей площади распространения, так и по удельному весу в ней крупных массивов затухает во все стороны от этого центра, за исключением области Монголо-Охотского морского прогиба (см. рис. 2). С южной стороны от этого центра в пределах Южно-Монгольской герцинской зоны нижнемезозойский интрузивный магматизм практически исчезает. Затем нижнемезозойские гранитоидные массивы появляются вновь вдоль южной границы Монголии с КНР. В северо-западном и северо-восточном направлениях от Даурско-Хэнтэйского свода в Селенгино-Витимской зоне и Шилко-Олекминском междуречье также отмечается уменьшение размеров и условий глубинности формирования массивов нижнемезозойских гранитоидов и соответственно общей их распространенности.

На этой территории известны гранитоиды всех выделенных геохимических типов, пространственное размещение которых более подробно рассмотрено ниже. Здесь же отметим только, что в целом прослеживается определенная зональность в пространственном размещении геохимических типов гранитоидов вокруг Даурско-Хантейского центра.

В пределах этого центра широко распространены батолитообразные массивы гранодиорит-гранитного геохимического типа и меньшие, хотя и достигающие нескольких тысяч квадратных километров, массивы стандартных гранитов. Гранитоиды здесь не только не имеют пространственной связи с комагматичными эффузивами, но, наоборот, обладают всеми признаками наиболее глубинных для территории ареала, иногда автохтонных образований, в некоторых случаях, возможно, обязанных своим происхождением процессам региональной гранитизации вмещающих толщ. На этой территории нет выходов нижнемезозойских осадочных или вулканогенных пород, и, по крайней мере, с позднего мезозоя район в тектоническом отношении представлял собой поднятие.

Центр интрузивного магматизма с юго-запада полукольцом окаймляется зоной массивов с широко распространенными гранитами стандартного геохимического типа. Размеры этих массивов уменьшаются по мере удаления от центра. Для некоторых из них характерны контактовый метаморфизм и гранитизация вмещающих пород (например, в Хощутулинском, Унчжульском массивах МНР), но в большей части массивов гранитизация отмечается только в ксенолитах вмещающих алюмосиликатных пород Онгон-Хайерханский), а экзоконтактные изменения выражаются в мощных ореолах ороговивания песчано-сланцевых толщ. Для этих массивов неизвестны пространственно связанные с ними комагматичные вулканы. По-видимому, массивы этой зоны сформировались на меньших глубинах, чем в области центра. Им свойственна трещинная, явно перемещенная интрузивная форма.

Еще более удалена от центра в северу, западу и югу зона гранитоидных массивов, которые пространственно сближены с одновозрастными эффузивными толщами. Здесь имеются типичные вулканоплутонические комплексы (Брандт и др., 1970; Комаров, 1970), а в некоторых случаях описаны (например, Г. В. Левашовым) постепенные переходы гранитов через гранит-порфиры к липаритам. Для массивов этой зоны характерны щелочные гранитоиды, граносиениты, амфибол-биотитовые лейкократовые граниты и моношпатовые разности аляскитов, хотя встречаются и гранитоиды стандартного геохимического типа. Практически для всех массивов этой зоны типичны гранофировые, иногда миароловые разности гранитоидов. Здесь же имеются гипабиссальные массивы с мощноидными разностями пород. По всем перечисленным признакам массивы могут быть отнесены к наименее глубинной поверхностной фации из рассмотренных выше.

Таким образом, в северо-восточном ареале нижнемезозойских гранитоидов от его центра к периферии более основные и более глубинные (видимо, мезоабиссальные) гранодиорит-гранитные породы сменяются стандартными гранитоидами, сформированными в гипабиссальных условиях, а те в свою очередь — приповерхностными массивами гранитоидов, часто образующими с вмещающими эффузивами вулканоплутонические комплексы с широким распространением пород повышенной щелочности.

По-видимому, в указанной зональности не участвуют массивы литий-фтористых гранитов, тяготеющие к площадям наибольшего распространения стандартных гранитов. Кроме того, указанная зональность, по крайней мере в отношении глубинности формирования гранитоидов, усложняется наличием в пределах этого ареала триасового морского Ононского прогиба. В нем, хотя и в небольшом количестве, отмечены эффузивные порфириты, которые секутся диоритами, характерными для центра ареала. Не исключено, что эти диориты и порфириты являются комагма-

тами. Тогда часть диоритовых массивов может относиться к гипабиссальной фации. Более подробно ассоциации геохимических типов в различных районах северо-восточного ареала рассмотрены ниже.

Южно-монгольская полоса нижнемезозойских гранитоидов также неоднородна по своему строению. Здесь нет батолитовых тел, но описаны сравнительно небольшие массивы гранодиоритов с контактовой гранитизацией, ассимиляцией вмещающих пород и гибридным (хангеобинский комплекс, по Ю. А. Борзаковскому, Р. А. Хасину и др., 1967). Чаще же эти явления не типичны для рассматриваемой полосы, а контактовые изменения ограничиваются ороговикованием алюмосиликатных вмещающих толщ или мраморизацией известняков. По вещественному составу полосу можно разделить на западную и восточную части. В западной части широко распространены щелочные породы (Южно-Гобийский пояс), существенно отличающиеся от щелочных пород периферической зоны северо-восточного ареала. В пределах всей полосы пока достоверно не установлены эффузивные комагматы гранитоидов, хотя в самое последнее время обнаружены субвулканические аналоги щелочных гранитоидов в пределах Хан-Богдинского массива (данные Л. П. Зоненшайна, О. Д. Су-етенко, В. И. Коваленко и А. В. Горегляда, 1972).

### Центральная зона или зона «батолитов» Даурско-Хантейского нагорья

В центральной зоне монголо-охотского ареала на Даурском поднятии интрузии раннемезозойской эпохи объединяются в кыринский комплекс (Тихомиров и др., 1964; Геологическое строение . . ., 1968). Они прорывают и метаморфизуют фаунистически охарактеризованные перм-триасовые отложения акшинско-илинской серии. Абсолютный возраст пород комплекса 220—180 млн. лет (Полевая, Тихомиров, 1962). Породы кыринского комплекса слагают крупные многофазные интрузии, размеры которых достигают нескольких тысяч квадратных километров. В этих массивах отмечаются диориты, кварцевые диориты, гранодиориты. Наиболее широко распространены порфировидные, реже равномерно-зернистые биотит-амфиболовые гранодиориты, менее — андезиновые граниты и граниты нормального состава. Диориты и кварцевые диориты обычно образуют эндоконтактовые оторочки или ксенолиты среди гранодиоритов. Такие ксенолиты могут иметь и более основной состав вплоть до габбро-диоритов. Андезиновые и биотитовые граниты отмечаются как породы поздних фаз комплекса. Для биотитовых гранитов обычно характерно порфировидное строение.

С гранитоидами кыринского комплекса часто ассоциируют многочисленные дайки мелкозернистых жильных гранитов, гранит-аплитов и пегматитов, расположенных в пределах эндо- и экзоконтактовых зон массивов. Редкие пегматитовые жилы обычно маломощны. Среди аксессуарных и рудных минералов таких пегматитов отмечаются молибденит и касситерит.

Наиболее типичные послемагматические образования кыринских гранитоидов — кварцевые жилы, в которых наблюдается арсенопирит и в меньшем количестве молибденит, золото и шеелит. В гранитовых разностях комплекса отмечаются также зоны мусковитовых грейзенов с убогой оловянной минерализацией (Таусон и др., 1968).

Химический состав гранитоидов кыринского комплекса варьирует от нормального диорита до известково-щелочного гранита (табл. 6).

Гранитоиды характеризуются пересыщенностью кремнеземом и глиноземом при незначительном содержании кальция. Среди щелочей в породах наблюдается некоторое преобладание натрия над калием.

По данным Л. В. Таусона и др. (1971), содержание рудидия в гранодиоритах — 1960 г/т, лития — 62, бериллия — 3,1, цинка — 60, свинца — 22, вольфрама 1,8 г/т, фтора — 0,60%, калий-рубидиевое отношение —

Химический состав интрузивных пород центральной зоны раннемезозойского цикла (Забайкалье)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	A-133	A-29
SiO <sub>2</sub>	63,60	64,05	66,16	68,50	68,55	69,04	69,70	69,91	75,15	75,58
TiO <sub>2</sub>	0,58	0,74	0,49	0,52	0,32	0,44	0,50	0,36	Сл.	Сл.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,91	16,24	15,74	15,12	15,20	14,58	13,18	15,00	12,75	12,07
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,90	0,66	0,33	0,30	0,68	0,79	0,15	0,63	0,49	0,19
FeO	3,63	3,86	3,56	3,91	2,52	3,41	3,37	2,39	0,90	1,40
MnO	0,05	0,11	0,08	0,09	0,04	0,07	0,08	0,07	0,04	0,02
MgO	4,02	2,17	2,07	1,56	1,45	1,20	1,84	1,21	0,16	0,26
CaO	5,04	3,95	3,27	2,63	3,25	3,10	3,12	2,37	1,32	1,40
K <sub>2</sub> O	3,36	3,71	3,41	3,03	3,20	3,57	3,12	3,00	3,78	3,24
N <sub>2</sub> O	3,26	3,15	3,53	3,48	3,56	2,78	4,18	4,61	4,82	4,70
H <sub>2</sub> O	0,20	0,22	0,23	0,27	0,26	—	0,02	0,21	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,17	—	—	0,28	—	—	0,09	—	0,07	Сл.
П. п. п.	0,77	1,18	1,12	0,56	1,17	1,00	0,93	0,35	0,78	1,09
F	Н. а.	Н. а.	Н. а.	Н. а.	Н. а.	Н. а.	Н. а.	Н. а.	0,36	0,29
Сумма	100,48	100,04	99,99	100,25	100,20	99,98	100,28	100,11	100,62	100,24
—O≡F	—	—	—	—	—	—	—	—	0,15	0,12
Сумма	100,48	100,04	99,99	100,25	100,20	99,98	100,28	100,11	100,47	100,12

## Числовые характеристики по А. Н. Заврицкому

<i>a</i>	11,9	13,3	12,6	11,5	12,5	11,8	12,61	13,00	14,7	13,5
<i>c</i>	3,8	4,2	3,9	3,1	3,9	3,7	2,30	2,80	0,9	1,1
<i>b</i>	13,1	8,4	7,6	8,5	9,0	6,1	7,79	5,90	2,0	2,3
<i>s</i>	71,2	73,8	75,7	76,9	75,5	78,4	77,30	78,30	82,4	83,1
<i>a'</i>	—	—	7,1	23,6	—	2,2	—	18,18	—	—
<i>c'</i>	16,8	6,5	—	—	42,1	—	17,90	—	29,0	22,9
<i>f'</i>	31,7	50,4	47,3	46,4	32,1	64,5	42,73	47,73	58,1	60,0
<i>m'</i>	50,2	43,0	45,5	29,9	25,7	39,3	39,31	34,09	12,9	17,1
<i>n</i>	60,7	61,8	59,8	56,9	57,7	65,5	52,63	49,48	54,2	51,0
<i>t</i>	0,8	0,8	0,4	0,5	0,3	0,4	0,51	0,43	—	—
<i>φ</i>	6,1	6,5	3,5	3,1	5,7	11,1	1,71	9,09	19,3	5,7
<i>Q</i>	15,4	17,1	22,5	27,7	21,2	16,4	27,08	27,08	34,5	38,1
<i>a : c</i>	3,1	3,1	3,2	3,7	3,2	3,2	5,40	4,60	16	12

Примечание. Анализы пород кыринского комплекса (1—8) заимствованы из работы Н. И. Тихомирова и др. (1964). 1, 4, 5, 8 — роговообманково-биотитовый гранодиорит, 2 — гранодиорит краевой фации, 3 — мелкозернистый гранодиорит краевой фации, 6 — кварцевый диорит, 7 — биотитовый гранодиорит, А-133 и А-29 — двуслюдяные граниты асакан-шумиловского комплекса (аналитики С. Я. Гольдапель, С. А. Юрченко).

212. В поздних породах концентрации фтора уменьшаются. Таким образом, эти породы характеризуются близким к кларковым содержанием многих редких элементов и сравнительно высоким калий-рубидиевым отношением, что наряду с химическим составом позволяет относить их к породам гранодиорит-гранитного геохимического типа.

Некоторые исследователи (Соловьев, 1968) относят к нижнемезозойским также часть интрузий более позднего сохондинского комплекса, в который объединяются субвулканические тела главным образом гранодиоритового состава. Однако, по мнению большинства геологов, становление сохондинского комплекса относится скорее всего к середине — верхам юры (Тихомиров и др., 1962; Геологическое строение СССР, 1968). В связи с этим при анализе зональности нижнемезозойского цикла гранитоиды этого комплекса нами не рассматриваются.

В МНР гранитоиды, аналогичные кыринским, распространены в пределах Хэнтэйского нагорья, где образуют крупные батолитообраз-

Таблица 7

Основная петрохимическая характеристика гранитоидов Бага-Хэнтэйского батолита

Порода	a	c	b	S	Q
Гранит . . . . .	13,3	1,7	2,6	82,4	36,5
» . . . . .	14,1	2,5	2,9	80,5	30,3
» . . . . .	12,4	1,4	5,0	81,2	36,2
Гранодиорит . . . . .	12,5	5,5	9,4	72,6	14,7
» . . . . .	13,0	2,9	7,0	77,1	25,3
Диорит . . . . .	13,7	4,0	17,2	65,1	-1,2
Биотит-роговообманко- вый гранит . . . . .	13,5	3,2	5,5	77,8	25,4
То же . . . . .	13,5	2,8	5,2	78,5	27,2

Примечание. Использованы коллекции Э. В. Михайлова, А. М. Тимофеева, А. В. Беззубцева.

ные тела (рис. 5). Например, средне-крупнозернистые слабопорфировидные амфибол-биотитовые гранодиориты слагают главную фазу Бага-Хэнтэйского плутона. По составу породы главной фазы разнообразны. В них часто отмечаются разные по размерам округлые ксенолиты более основных пород.

Относительно более поздними в Бага-Хэнтэйском батолите являются биотитовые граниты, образующие крупное тело, вытянутое вдоль контакта плутона с вмещающими породами. По своему геологическому положению оно напоминает межформационные интрузии. Граниты этой фазы содержат большое количество в различной степени переработанных ксенолитов вмещающих метаморфических пород. Контакт их с последними — интрузивный. В экзоконтактной зоне весьма широко проявлена инъекционная гранитизация. На контакте с древними габброидами обычно наблюдается образование зон меланократовых существенно биотитовых диоритов.

Жильная серия юго-западной части Бага-Хэнтэйского батолита представлена немногочисленными жилами гранит-аплитов и пегматитов. В гранодиоритах главной фазы иногда отмечаются жилы розовых сиенитов, в которых содержатся многочисленные габброидные ксенолиты, окруженные реакционными каймами. Кроме того, здесь установлены небольшие (до нескольких километров в поперечнике) интрузии лейкократовых биотитовых (реже амфибол-биотитовых) гранитов, которые прорывают ранние гранодиориты и биотитовые граниты.

Химический состав гранитоидов Хэнтэйского нагорья близок к составу пород кыринского комплекса (табл. 7, 8). В лейкократовых гранитах и в непосредственной близости от них встречаются маломощные зонки мусковит-кварцевых грейзенов.

Для рассматриваемых пород очень характерны процессы гранитизации и метаморфизма вмещающих толщ. Например, вот что известно о взаимоотношениях массивов кыринских гранитоидов и вмещающих их пород.

Массивы гранитоидов кыринского комплекса прорывают, как уже отмечалось, отложения верхнепалеозойского — нижнемезозойского возраста, которые представлены преимущественно терригенными образованиями. Последние смяты в сложные линейно-вытянутые складки и отличаются несколько повышенной степенью метаморфизма по сравнению с аналогичными породами других районов. Исследователи, изучавшие гранитоиды кыринского комплекса, отмечают, что при формировании наиболее распространенных биотит-роговообманковых гранодиоритов интенсивно протекали процессы гранитизации, мигматизации вмещающих пород и контаминации гранодиоритов.

Химический состав интрузивных пород зоны «ядра» ареала нижнемезозойского цикла магматизма (МНР, Прикеруленский массив)

Компонент	Гранит биотитовый	Гранодиориты		Гнейсовидный гранит	Гнейсовидный гранодиорит	Мигматиты		Гранит (Шарайтуингольский массив), среднее из 5 анализов
SiO <sub>2</sub>	71,2	71,66	70,07	69,04	69,40	61,71	63,68	72,74
TiO <sub>2</sub>	0,2	0,14	0,40	0,65	0,39	0,85	0,83	0,32
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,0	15,65	14,75	14,28	15,09	16,74	15,98	14,46
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +FeO	2,36	1,76	3,18	4,29	3,53	7,03	6,87	1,47
MnO	0,04	0,03	0,06	0,10	0,07	0,14	0,14	0,03
MgO	0,29	0,27	0,54	0,90	0,69	1,56	1,55	0,44
CaO	1,34	2,52	1,34	2,01	2,09	2,42	2,42	1,44
Na <sub>2</sub> O	4,7	5,12	3,05	3,64	3,85	3,91	3,91	3,03
K <sub>2</sub> O	4,97	1,86	5,91	3,90	4,27	4,14	3,67	5,38
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	0,02	0,13	0,18	0,14	0,22	0,21	0,06
П. п. п.	—	—	—	—	—	—	—	0,43
С у м м а	99,21 *	99,03 *	99,57 *	99,00 *	99,13 *	98,62*	99,26*	100,36
Сумма	—	—	—	—	—	—	—	100,36

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	17,2	13,8	15,0	13,5	13,8	14,8	14,6	13,9
<i>c</i>	0,6	3,0	4,7	2,4	2,9	3,0	2,6	1,7
<i>b</i>	3,3	2,8	1,6	5,8	10,1	10,1	4,6	4,1
<i>s</i>	78,9	80,4	78,7	78,3	73,2	72,1	78,2	80,3
<i>a'</i>	—	30,0	24,3	9,4	16,0	12,2	8,8	38,7
<i>c'</i>	29,4	—	—	—	—	—	—	—
<i>f'</i>	56,9	55,0	57,1	63,5	58,7	61,3	66,2	45,2
<i>m'</i>	13,7	15,0	18,5	25,8	25,3	26,5	25,0	16,1
<i>n</i>	59,1	80,8	43,7	59,0	61,8	58,9	57,3	45,7
<i>t</i>	0,2	0,2	0,4	0,7	1,0	1,0	0,4	12,9
$\varphi$	—	—	—	—	—	—	—	12,9
<i>Q</i>	22,8	30,2	22,7	27,2	15,9	11,6	24,6	31,1
<i>a : c</i>	28,6	4,6	3,2	5,6	4,8	4,9	5,8	18,2

Примечание. Звездочки означают, что анализы выполнены на рентгеновском квантометре из прокаленного материала. Аналитики Т. Гуличева, Р. А. Хасин и др.

Наиболее полно эти явления изучены в Даурской зоне Центрального Забайкалья, где В. В. Старченко (1968) описывает гранитизацию на примере Асинской интрузии. Здесь граниты и гранодиориты в эндоконтактовой зоне приобретают гнейсовидность и в непосредственном эндоконтакте превращаются в гнейсо-диориты. Гнейсовидность в большей части случаев совпадает с элементами залегания вмещающих пермо-триасовых пород асинско-илинской серии, которые в зоне экзоконтакта мощностью до нескольких сотен метров гранитизируются и превращаются в мигматиты и гнейсы. В Даурском своде (по устному сообщению В. В. Старченко) отмечаются явления регионального метаморфизма и гранитизации мезозойских осадочных толщ вплоть до образования ставролитовых кристаллических сланцев. По этим, а также другим геолого-петрографическим признакам массивы первой фазы кыринского комплекса могут быть отнесены, по-видимому, к плутонам, промежуточным от мезо- до катозоны по Баддингтону (Горжевский, Фогельман и др., 1970).

Аналогичные явления широко распространены в пределах Хэнтэйского нагорья (МНР). Например, среди вмещающих пород Бага-Хэнтэй-

ского массива наиболее древним является докембрийский (?) комплекс метаморфических пород, представленных кристаллическими сланцами, гнейсами, кварцитами и известняками. Причем в низах толщи залегают слюдяные сланцы, гнейсы и кварциты. Выше по разрезу несколько преобладают полосчатые песчаники, сланцы с линзами и прослоями кристаллических известняков.

На докембрийское основание ложится мощная толща нижнего палеозоя, известная в литературе как харинская серия. Наиболее нижние горизонты разреза харинской серии развиты в юго-западном и юго-восточном обрамлении Бага-Хэнтэйского батолита, где преобладают песчаники, чередующиеся с прослоями зеленых и биотитовых сланцев и кварцито-вулканогенных образований. Именно породы наиболее древних горизонтов нижнепалеозойской серии встречаются в ксенолитах и провесах кровли в биотитовых гранитах массива. Причем метаморфизм таких крупных ксенолитов преобразовывает их в полосчатые биотит-амфиболовые со значительной примесью полевошпатового материала гнейсы и мигматиты.

В верхних горизонтах харинской серии развиты преимущественно терригенные породы (песчаники, сланцы, алевролиты), метаморфизм которых соответствует зеленосланцевой фации. Общая мощность разреза харинской серии 8—10 км.

Таким образом, судя по геологическому положению Бага-Хэнтэйского массива, слагающие его породы сформировались на глубинах, приблизительно соответствующих нижним горизонтам нижнепалеозойской харинской серии или верхам докембрийского основания. Как уже отмечалось, здесь развиты преимущественно высокометаморфизованные породы: кристаллические двуслюдяные и биотитовые сланцы, плагиоклаз-биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы, кварциты и реже амфиболиты, а в экзоконтактной зоне массива — широкие поля мигматитов. Процессы интенсивной гранитизации известны и для других крупных массивов Хэнтэйского нагорья: Прикеруленского, Ялтуино-Верхнекумырского и Прионосского.

Прикеруленский массив расположен в пределах южных отрогов Хэнтэйского хребта на правом берегу Керулена. Он имеет удлинненную форму и вытянут в северо-восточном направлении в соответствии с простираемостью структур вмещающих палеозойских отложений. Площадь выходов пород Прикеруленского массива составляет 750 км<sup>2</sup>.

Среди вмещающих пород массива преобладают нижнепалеозойские и докембрийские песчано-глинистые сланцы, плагиогнейсы, кварциты и амфиболиты. В северо-западном экзоконтакте массива, по данным А. М. Тимофеева, граниты постепенно сменяются плагиогнейсами, далее следуют биотитовые, иногда узловатые роговики и 4—5 км от массива — биотитизированные аргиллиты.

В юго-восточном экзоконтакте наблюдается зона метаморфических образований шириной более 8 км. Здесь развиты гнейсы, кристаллические сланцы, плагиогнейсы, реже кварциты и амфиболиты. Метаморфизм и гранитизация вмещающих пород постепенно нарастают в сторону массива.

На контакте гранитов Прикеруленского массива образуются гнейсо-видные плагиограниты, переходящие в полосчатые породы с четким разделением на лейкократовые и меланократовые полосы. Экзоконтактная зона массива насыщена послойными телами мелкозернистых и пегматоидных гранитов (рис. 6). В юго-восточной части Прикеруленского массива наблюдается постепенная смена гранитоидов мигматизированными породами, гнейсами и кристаллическими сланцами. Указанные породы в непосредственной близости от массива обладают характерными жилковатыми, полосчатыми и очковыми текстурами.

В данном массиве наиболее распространены средне- и крупнозернистые биотитовые граниты, состоящие из полевых шпатов (50—60%), кварца (25—30%) и биотита (5—10%). Постепенными переходами они связаны

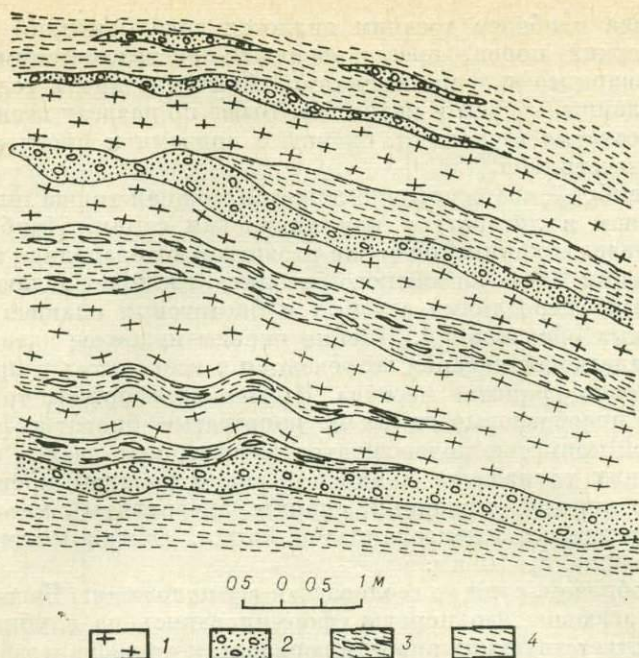


Рис. 6. Строение юго-восточной экзоконтактной зоны Прикеруленского массива.

1 — мелкозернистый гнейсовидный меланократовый гранит; 2 — крупнозернистый пегматоидный гранит с порфиробластами щелочного полевого шпата; 3 — среднезернистый гранитизированный гнейс; 4 — мелко-среднезернистый кристаллический сланец.

со средне- и мелкозернистыми, часто двуслюдяными разновидностями гранитов, которые развиты в северо-западной эндоконтактной и центральной частях массива.

Ялтуино-Верхнекумырский массив слагает северо-западные отроги Хэнтэйского хребта и расположен в бассейне р. Минчжи. В пределах МНР гранитоиды массива распространены на площади, превышающей 1200 км<sup>2</sup>. В плане массив имеет неправильные извилистые очертания с глубокими заливами вмещающих пород, иногда образующих крупные ксенолиты. На большей части территории гранитоиды Ялтуино-Верхнекумырского массива граничат с нерасчлененными нижнепалеозойскими и протерозойскими метаморфическими образованиями. На юге они прорывают диориты и гранодиориты условно герцинского возраста.

Экзоконтактные изменения вмещающих пород, по данным Г. Н. Гусарова и Р. Я. Петровича, проявлены весьма интенсивно и выражены в развитии значительных по мощности (4—5 км) зон мигматитов. Мигматиты представлены мелко- и среднезернистыми полосчатыми породами или темно-серыми гнейсами, пронизанными многочисленными согласными со слоистостью жилами лейкократовых гранитов. В строении массива принимают участие биотитовые и двуслюдяные граниты, которые пересекаются аплитами, пегматитами и кварцевыми жилами. Мощность аплитовидных лейкократовых мелкозернистых гранитов достигает 20—30 м, а пегматитовых жил обычно превышает 1 м.

Приононский массив изучен в меньшей степени, чем Прикеруленский и Ялтуино-Верхнекумырский. Он расположен на левобережье Онона и, как и охарактеризованные выше массивы, является крупным батолитообразным плутоном с весьма неровной извилистой формой контакта. Внутреннее строение массива сложно и определяется быстрой фациальной

изменчивостью слагающих его пород и наличием в различной степени гранитизированных ксенолитов и крупных останцов вмещающих метаморфических пород.

По данным В. В. Батурина, в северном и западном экзоконтактах Прионосского массива фиксируется мощный (2—5 км) ореол контакто-измененных пород: роговиков, слюдистых сланцев, амфиболитов и мигматитов. Амфиболиты образуют небольшие линзовидные тела. Все вмещающие породы пронизаны сетью жилкообразных тел или тонких прожилков гранитного состава. Участками породы имеют тонкополосчатое строение и характеризуются жилковатыми, плоччатыми или порфиробластическими текстурами. Несмотря на меньшую изученность гранитоидов данного типа в пределах МНР, хорошо видны резкие отличия их от приповерхностных и гипабиссальных сильно перемещенных массивов гранитоидов.

Как уже отмечалось, характерные геологические признаки массивов рассмотренной мезоабиссальной фации условной глубинности — максимальные площади выходов гранитоидов (как правило, более 1000 км<sup>2</sup>), конкордантное положение plutонов и обусловленная этим сложная морфология гранитоидных тел, обычно подчиняющаяся простиранию или слоистости вмещающих пород, явления интенсиального метаморфизма и гранитизации последних, обнаруживающиеся на расстоянии нескольких километров от массива. Для рассматриваемых массивов характерно весьма сложное, крайне неоднородное внутреннее строение, обусловленное наличием различных фациальных разновидностей и их частой сменой, а также присутствием крупных ксенолитов или останцов в различной степени фельдшпатизированных и гранитизированных вмещающих пород. В пределах массивов широко распространены гранитоиды с гнейсовидной текстурой.

Перечисленные признаки характеризуют данные крупные массивы как наиболее глубинные образования, и есть основания предполагать, что они формировались либо на месте, либо с небольшим перемещением от места возникновения магмы. Указанные массивы несут в себе явные признаки существенного участия процесса гранитизации в их происхождении и, по данным Ю. А. Кузнецова, могут сформироваться приблизительно на глубинах порядка 10 км и более.

В заключение подчеркнем, что к периферии зоны батолитового «ядра» тяготеют крупные интрузии, сложенные лейкократовыми биотитовыми гранитами, многие из которых относятся к стандартному, а иногда и к литий-фтористому типу. Наибольшее количество таких пород наблюдается в зоне замыкания рассматриваемой внутренней зоны — на юго-западной окраине Хэнтейского поднятия. К ним относятся уже упомянутые поздние граниты Бага-Хэнтейского массива, граниты Цаган-Дабинского, Улан-Баторского, Дзун-Байнского и других массивов МНР, а также граниты асакан-шумиловского комплекса и близкие к ним оленгуевские граниты на территории Забайкалья.

Асакан-шумиловские граниты слагают разнообразные по величине интрузии (от сотен квадратных метров до сотен квадратных километров). Обычно это биотитовые, лейкократовые, часто слабопорфировидные граниты с темно-серым кварцем («морион-граниты»). Среди них достаточно широко распространены двуслюдяные мусковитовые, гранатсодержащие разновидности, особенно характерные для мелких массивов. Асакан-шумиловские граниты прорывают гранодиориты кыринского комплекса. Имеющиеся в нашем распоряжении определения абсолютного возраста (175—180 млн. лет) этих гранитов (Коваль и др., 1969), согласующиеся с данными В. В. Старченко и геологов Читинского геологического управления, дают возможность отнести эти граниты к нижнемезозойскому циклу.

Для массивов данного комплекса известно экзоконтактовое ороговывание вмещающих алюмосиликатных толщ. Ширина ореолов ороговывания достигает первых сотен метров. В этих массивах отмечаются

мусковитовые грейзены с оловянно-вольфрамовой минерализацией.

По химическому составу граниты занимают промежуточное положение между средними составами гранитов и аляскитов по Дэли. Двуслюдяные граниты одного из массивов асакан-шумиловского комплекса характеризуются следующим содержанием редких элементов: лития — 178 г/т, рубидия — 296, цезия — 5, бериллия — 19, олова — 11 г/т, K/Rb — 74. Особо следует отметить присутствие в отдельных массивах топазсодержащих гранитов с литиевыми слюдами, цвиттеров (Шумиловский массив) и редкометалльных альбитовых гранитов. Такие граниты относятся к литий-фтористому геохимическому типу.

Однако еще раз подчеркнем, что стандартные и литий-фтористые граниты больше характерны для следующей зоны, окаймляющей с юго-западной периферии «батолитовое ядро».

#### Зона юго-западного замыкания «батолитового ядра», или зона «распыленного магматизма»

Данная зона определяется наиболее широким распространением гранитоидов стандартного и в меньшей степени литий-фтористого геохимических типов. Их массивы сконцентрированы в юго-западной периферии «батолитового ядра» (юго-западная часть Хэнтея), но стандартные граниты отмечаются и по северному крылу зоны батолитов. Здесь, по-видимому, описываемая зона сменяется зоной пород повышенной щелочности. По южному крылу «батолитового ядра» зона «распыленного магматизма» подходит непосредственно к Монголо-Охотскому морскому прогибу. Аналогичные граниты наблюдаются также в южно-монгольской полосе гранитоидов в пределах Нукутдабанско-Халхингольского района МНР (см. рис. 5). Граница описываемой зоны и «батолитового ядра» довольно условна и устанавливается статистически.

Наиболее крупные массивы стандартных гранитов, которые уже можно было бы рассматривать в зоне «распыленного магматизма», — это упоминавшиеся поздние гранитоиды Бага-Хэнтейского массива в его юго-западной части, поскольку они по петрохимическим характеристикам и геохимическим особенностям тождественны гранитам стандартного типа, представленным Дзун-Баинским, Цаган-Дабинским, Жанчивланским и другими массивами простого и сложного строения в зоне «замыкания». Составы гранитов соответствуют следующим значениям параметров А. Н. Заварицкого:  $a=11,0 \div 18,0$ ;  $c=0,2 \div 4,5$ ;  $b=2,5 \div 8,0$ . Линия эволюции гранитов характеризуется постепенным плавным отклонением в сторону параметра  $c$  по мере увеличения основности пород. Практически всегда  $K_2O$  несколько (иногда значительно) преобладает над  $Na_2O$  (табл. 9). По содержанию исследованных редких элементов характеризуемые породы отвечают гранитам стандартного типа (см. табл. 10).

Как уже отмечалось, в зоне замыкания ареала мезозойского магматизма наиболее широко развиты гипабиссальные и приповерхностные интрузии стандартного геохимического типа. Типичные представители таких интрузий — массивы Онгон-Хайрханский, Жанчивланский, Горишинский, Абдарский и др. Все они характеризуются отчетливо выраженной интрузивной формой проявления. С ними связаны незначительные по мощности ореолы экзоконтактовых изменений (как правило, ороговикование). Вместе с тем для некоторых массивов установлены достаточно мощные зоны метаморфизованных и гранитизированных терригенных пород, которые прослеживаются на значительном расстоянии от контакта массива во вмещающих толщах. В качестве примера таких массивов рассмотрим Хошут-Улинский. Он расположен в районе большой излучины р. Толы и образует изометричное овальной формы тело с площадью выхода пород около  $180 \text{ км}^2$ . Массив залегает среди пород нижней песча-

Химический состав интрузивных пород массивов зоны «распыленного магматизма» нижнемезозойского цикла (МНР)

Компонент	Диориты (Бухуленский)		Кварцевые диориты (Бухуленский)		Граниты (Бухуленский)							Диориты (Чулуту-аманский)			Гранит (Ункульский), среднее из 4 анализов	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO <sub>2</sub>	57,2	56,4	57,4	61,6	73,5	71,9	73,8	73,0	75,1	75,5	73,4	48,2	50,0	50,9	73,87	
TiO <sub>2</sub>	1,3	0,7	1,2	0,7	0,3	0,5	0,12	0,25	0,1	0,2	0,3	1,3	1,8	1,9	0,22	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,3	16,0	15,3	15,1	12,8	13,9	14,0	13,6	13,6	12,3	12,6	19,2	15,2	14,6	13,72	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,1	1,7	2,0	3,6	1,7	2,3	1,9	1,2	0,7	0,7	2,7	1,6	2,7	2,1	1,17	
FeO	5,9	5,1	5,6	4,1	1,2	0,6	1,3	1,4	0,6	1,2	1,4	7,0	7,6	7,3	1,15	
MnO	—	0,1	0,2	0,05	0,05	—	0,05	0,05	—	—	—	0,1	0,14	0,18	0,05	
MgO	3,9	5,5	4,0	3,2	0,6	0,4	0,15	0,6	0,9	0,4	0,1	6,7	7,1	6,7	0,30	
CaO	7,4	8,9	7,5	5,9	0,4	0,3	1,4	1,4	1,2	1,2	1,4	8,7	9,5	7,9	0,97	
Na <sub>2</sub> O	2,8	3,3	2,6	3,7	3,8	3,0	3,0	3,3	3,8	2,8	2,5	2,7	2,8	2,8	2,76	
K <sub>2</sub> O	2,6	2,3	1,8	2,1	4,9	4,5	4,0	4,9	3,5	4,5	3,8	0,8	1,2	1,6	4,89	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,11	0,17	0,30	0,07	
H <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,90	2,2	2,00	—	
П. п. п.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,54	
F	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,1	0,1	0,1	—	
Сумма	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	99,81	
—O≡F	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Сумма	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
<i>Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому</i>																
<i>a</i>	10,0	9,1	8,5	10,6	14,8	12,6	12,0	13,9	12,9	12,3	10,6	7,6	7,9	8,7	12,8	
<i>c</i>	5,3	6,2	6,2	4,3	0,4	0,3	1,7	1,7	1,5	1,4	1,7	10,0	6,2	5,7	1,2	
<i>b</i>	18,5	20,0	17,5	15,2	4,4	7,9	5,7	3,4	4,4	3,3	6,3	22,3	27,3	24,8	5,0	
<i>s</i>	66,2	64,4	67,8	69,9	80,4	79,2	80,6	81,0	81,2	83,0	81,4	60,1	58,6	60,8	81,1	
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	11,5	42,4	10,2	40,4	—	—	50,0	
<i>c'</i>	20,2	23,2	18,0	18,0	—	—	—	—	—	—	—	6,2	19,5	16,9	—	
<i>f'</i>	44,0	31,4	42,0	47,0	59,8	—	—	63,5	24,2	64,0	56,4	39,2	35,6	36,5	40,8	
<i>m'</i>	35,8	45,4	40,0	35,0	22,3	—	—	25,0	33,3	25,6	3,2	54,6	44,9	46,6	9,2	
<i>n</i>	62,0	79,0	69,0	73,0	54,6	—	—	50,5	62,2	48,4	50,0	84,6	77,6	72,6	46,9	
<i>t</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,0	2,7	2,8	0,2	
$\varphi$	—	—	—	—	2,6	—	—	10,9	—	—	—	6,6	8,5	7,3	18,4	
<i>Q</i>	7,1	4,7	12,4	14,3	30,8	32,9	35,5	32,5	35,1	40,0	39,9	—5,0	—5,8	—1,5	35,5	
<i>a:c</i>	1,9	1,5	1,4	2,5	37,0	42,0	7,1	8,2	8,6	8,8	6,2	0,7	1,3	2,5	11,6	

Примечание. Коллекции Ю. П. Цыпукова, Р. А. Хасина и др.

Компонент	Лейкогранит (Байн-Дыганский), среднее из 4 анализов	Роговообманковый гранит (Дзун-Байнский), среднее из 3 анализов	Бiotитовый гранит (Дзун-Байнский), среднее из 9 анализов	Лейкогранит (Дзун-Байнский), среднее из 9 анализов	Порфиroidный гранит (Горинхиский), среднее из 7 анализов	Порфиroidный биотитовый гранит (Абдараинский), среднее из 2 анализов	Гранодиорит (Могойтский), среднее из 6 анализов	Гранит (Модотинский), среднее из 4 анализов	Порфиroidный биотитовый гранит (Жанчилаанский), среднее из 4 анализов	Бiotитовый гранит (Жанчилаанский)	Альбитовый гранит (Жанчилаанский)	Микроклин-альбитовый алесит (Жанчилаанский)	Альбит-леpidитовый гранит (Жанчилаанский)
17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
SiO <sub>2</sub>	76,16	71,59	71,41	74,96	72,74	73,12	69,95	73,90	72,74	71,82	75,53	75,89	75,65
TiO <sub>2</sub>	0,8	0,46	0,39	0,18	0,30	0,15	0,50	0,16	0,24	0,30	—	0,01	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,97	14,27	14,52	12,84	13,55	14,00	14,67	13,60	14,09	14,50	12,12	12,91	13,25
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,56	1,57	0,53	0,73	1,04	0,16	1,09	1,16	0,99	0,43	0,54	0,02	—
FeO	0,66	1,72	2,46	1,47	1,53	1,60	2,86	0,73	1,32	2,49	1,55	1,03	1,08
MnO	0,02	0,04	—	0,02	0,03	0,05	0,05	0,05	0,07	0,06	0,02	0,02	0,03
MgO	0,13	0,52	0,46	0,07	0,44	0,32	0,51	0,26	0,47	0,36	0,17	—	—
CaO	0,83	1,53	1,67	0,72	1,24	1,28	1,74	1,23	1,05	0,76	0,57	0,29	0,20
Na <sub>2</sub> O	3,36	4,07	2,84	3,59	3,79	3,78	3,67	3,62	3,80	3,78	4,19	4,59	4,59
K <sub>2</sub> O	5,15	4,43	5,13	5,02	4,28	4,92	3,74	4,75	4,30	4,58	5,19	4,45	3,97
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	0,06	0,12	0,02	—	0,01	0,12	0,06	0,06	0,15	—	—	Сл.
H <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	—	0,77	0,16	0,29	—	—	—	—
П. п. п.	0,33	—	0,26	0,21	—	—	—	0,30	—	0,73	0,51	0,26	0,49
F	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,14	0,16	0,28	0,36
Сумма	100,25	100,26	99,75	99,83	98,94	99,65	99,67	99,99	99,45	100,27	100,58	99,88	99,76
—O≡F	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,06	0,06	0,12	0,15
Сумма	100,25	100,26	99,75	99,83	98,94	99,65	99,67	99,99	99,45	100,21	100,52	99,76	99,61
<i>Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому</i>													
a	14,3	14,8	13,2	14,5	14,2	15,0	12,6	14,5	14,1	14,3	15,5	15,9	15,0
c	0,9	1,8	2,0	0,9	1,4	1,5	2,0	1,5	1,2	0,8	0,5	0,3	0,3
b	1,8	3,9	5,1	2,3	3,5	2,3	10,1	2,2	4,4	6,4	2,3	1,0	2,3
s	83,0	79,5	79,7	82,3	90,8	81,2	75,3	81,8	80,3	78,5	81,7	82,8	82,4
a'	28,6	3,4	34,2	11,4	13,4	5,9	58,2	11,8	36,3	40,8	—	12,5	57,1
c'	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	27,8	—	—
f'	60,7	74,6	51,3	80,0	65,4	70,6	34,2	70,6	47,0	50,0	61,1	87,5	42,9
m'	10,7	22,0	14,5	8,6	21,2	23,5	76,0	17,6	16,7	9,2	11,1	—	—
n	49,5	58,0	45,5	51,8	56,7	54,0	60,0	53,2	57,0	55,0	53,8	61,1	63,5
t	0,1	0,5	0,4	0,2	0,3	0,1	0,5	0,1	0,2	0,3	0,0	0,1	—
φ	28,6	33,9	7,9	22,9	25,0	6,0	8,9	41,2	12,1	6,1	—	—	—
Q	36,5	27,6	31,0	34,7	31,7	30,9	23,4	33,1	31,2	27,6	31,9	33,6	34,5
a:c	15,9	8,2	6,6	16,1	9,4	10,0	6,3	9,7	11,8	17,9	—31,0	33,0	30,0

Примечание. Коллекция Р. А. Хасина и др. Аналитик В. А. Бондаренко.

Компонент	Гранит (сателлиты Жанчилагского массива), среднее из 8 анализов	Гранит (Юдугуйнский)	Порфировидный биотит-амфиболовый гранит (Юдугуйнский)	Адамеллиты (Юдугуйнский), среднее из 7 анализов	Лейкократовый гранит (Юдугуйнский), среднее из 11 анализов	Амазонитовый гранит (Юдугуйнский), среднее из 2 анализов	Гранит (левобережье Керульна)	Гранит (Онгор-Хайрханский), среднее из 2 анализов	Бючигтовый гранит (Абдарский), среднее из 3 анализов	Амазонит-альбитовый гранит (Абдарский), среднее из 10 анализов	Онгониты, среднее из 10 анализов
31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42
SiO <sub>2</sub>	74,86	67,87	66,46	71,82	73,20	74,55	48,52	73,57	76,40	75,81	70,88
TiO <sub>2</sub>	0,13	0,55	0,30	0,24	0,22	0,05	2,00	0,26	0,03	0,02	Сл.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,89	12,55	12,55	14,77	13,78	13,75	15,83	13,03	12,28	12,74	15,96
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,61	4,56	6,65	1,12	0,59	0,16	1,25	1,23	0,28	0,22	0,04
FeO	1,26	0,44	0,27	1,50	1,54	1,22	8,94	1,24	0,89	1,52	0,49
MnO	0,05	0,14	0,37	0,04	0,04	0,03	0,28	0,18	0,03	0,05	0,22
MgO	0,28	1,96	0,78	0,64	0,24	0,07	6,90	0,27	0,22	0,03	0,13
CaO	0,80	1,12	1,77	1,43	1,24	0,59	7,93	1,21	0,49	0,43	0,52
Na <sub>2</sub> O	3,40	6,14	6,71	3,05	3,57	4,04	2,66	3,04	4,35	4,28	5,87
K <sub>2</sub> O	4,47	4,20	4,22	4,32	4,81	4,85	1,73	5,06	4,82	4,49	3,53
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,11	0,02	0,03	0,03	0,01	0,60	0,20	0,01	0,06	0,08
H <sub>2</sub> O	0,18	—	—	—	0,15	0,03	—	—	—	—	—
Н. п. п.	0,28	0,24	0,61	0,42	0,23	0,44	3,06	0,23	0,28	0,39	1,04
F	—	—	—	—	—	—	—	—	0,21	0,31	2,04
Сумма	99,58	99,87	100,41	99,46	99,63	99,79	99,70	99,50	99,99	100,35	100,82
—O≡F	—	—	—	—	—	—	—	—	0,09	0,15	0,87
Сумма	99,58	99,87	100,41	99,46	99,63	99,79	99,70	99,50	99,90	100,20	99,95
<i>Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому</i>											
a	14,0	16,3	16,6	12,5	14,5	15,3	8,7	13,7	15,6	15,2	17,6
c	0,9	2,6	4,0	1,7	1,5	0,7	6,7	1,4	0,9	0,5	0,6
b	3,0	6,0	5,1	6,7	2,8	2,3	25,6	3,3	1,4	2,4	3,1
s	82,1	75,1	74,3	79,1	81,2	81,7	59,0	81,6	82,1	81,9	78,7
a'	26,7	—	—	48,5	18,6	40,0	—	16,0	—	—	68,1
c'	—	22,0	7,8	—	—	—	13,4	—	42,8	—	—
f'	60,0	25,3	67,2	35,6	67,4	54,3	39,0	72,0	33,4	81,2	23,4
m'	13,3	52,7	25,0	14,9	14,0	5,7	47,6	12,0	23,8	18,8	8,5
n	51,9	79,7	87,8	51,6	53,2	55,6	83,6	47,6	57,8	59,0	72,5
t	0,1	0,6	0,4	0,3	0,2	0,0	3,0	0,2	0,3	0,2	0,0
φ	17,8	61,5	—	13,8	18,6	5,3	3,6	32,0	—	5,4	2,1
Q	35,3	15,0	11,4	31,5	31,9	31,7	—6,1	34,4	32,1	32,9	21,6
a : c	15,5	6,3	4,2	7,4	9,3	21,9	1,3	9,8	—17,3	30,4	29,4

П р и м е ч а н и е. Коллекции Р. А. Хасина и др., С.И. Мормиль, А. Ф. Кургузкина и др. Аналитик В. А. Бондаренко.

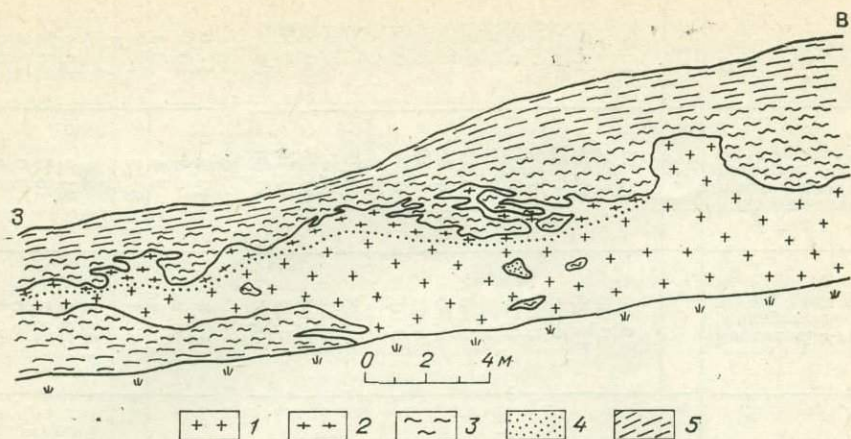


Рис. 7. Взаимоотношения рогообманково-биотитовых гранитов первой фазы Хошут-Улинского массива с метаморфизованными песчано-сланцевыми отложениями харинской серии (апофиза массива в восточном экзоконтакте). Составлено И. Б. Филипповой и В. С. Антипиным.

1 — рогообманково-биотитовый слабонейсовидный гранит первой фазы; 2 — рогообманково-биотитовый гранито-гнейс; 3 — тонкопронилковые гранитизированные гнейсы (мигматиты); 4 — ксенолит среднезернистого диорита с массивной текстурой; 5 — мелко- и среднезернистые кристаллические сланцы и гнейсы.

никовой и средней кварцито-сланцевой толщи нижнепалеозойской мадальской серии.

Нами установлено, что Хошут-Улинский массив расположен в сводовой части куполообразной структуры, имеющей асимметричное строение\*. Почти повсеместно граниты массива контактируют с верхней частью песчаниковой толщи либо с низами — кварцито-сланцевой с постепенным омоложением вмещающих пород с востока на запад. Западнее и севернее массива слои песчано-сланцевых пород сравнительно полого (под углом 20—40°) падают от интрузива. Вблизи массива (0,5—1 км от контакта) они резко перегибаются и погружаются под него, образуя узкую антиклиналь. На восточном контакте вмещающие породы моноклинально и полого (под углом 30°) погружаются под массив. Причем гранитоиды здесь образуют серию межпластовых тел, внедрение которых осуществлялось в виде согласных интрузий по восстанию слоев. В районе восточного эндо- и экзоконтакта массива возникла структура, характеризующаяся чередованием межпластовых интрузий гранитов с прослоями песчано-сланцевых пород, которые здесь превращены в биотит-амфиболовые гнейсы и полосчатые мигматиты (рис. 7).

Следует отметить, что именно в районе восточного экзоконтакта массива можно наблюдать зональность в распределении метаморфических пород с усилением интенсивности метаморфизма в направлении к интрузиву (соответственно: мелкозернистые сланцы и песчаники, мелко- и среднезернистые кристаллические сланцы, крупнозернистые полосчатые и очковые гнейсы, мигматиты с полосчатой и микроскладчатой текстурой, постепенно переходящие в биотит-амфиболовые гнейсовидные гранитоиды). Общая ширина ореола метаморфизованных пород мадальской серии в восточной экзоконтактной зоне массива составляет 5—6 км. На западной и северной оконечностях Хошут-Улинского массива контакт гранитов с вмещающими породами интрузивный. В последних фиксируется зона ороговоживания, мощность которой не превышает 1—2 км.

В целом Хошут-Улинский массив является конкордантным, преимущественно интрузивным телом с явлениями интенсивного метаморфизма

\* Описание Хошут-Улинского массива составлено совместно с И. Б. Филипповой.

и гранитизации в восточном экзоконтакте и по морфологическим особенностям близок к лакколиту.

Хошут-Улинский массив сложен гранитоидами двух интрузивных фаз: более ранними крупнозернистыми порфировидными амфибол-биотитовыми гранитами и адамеллитами и поздними крупно- и среднезернистыми биотитовыми гранитами. В распространении выделенных разновидностей пород Хошут-Улинского массива намечается определенная зональность. Периферическая зона массива сложена крупнозернистыми амфибол-биотитовыми гранитами 1-й фазы. Крупно- и среднезернистые биотитовые граниты 2-й фазы образуют изометричное штокообразное тело в центральной части массива. Указанные граниты, образуя «ядро» массива, слагают наиболее выраженный в рельефе горный массив с центральной вершиной Хошут-Ула и представляют, по-видимому, наиболее апикальные части гранитного плутона. В юго-западном и северо-восточном направлениях от центрального штока (граниты 2-й фазы) прослеживается зона повышенной проницаемости, которая фиксируется наличием многочисленных жильных тел, представляющих апофизы центрального штока. Указанные жильные тела сложены средне- и мелкозернистыми биотитовыми гранитами, сходными с породами центрального штока 2-й фазы. Однако для даек более характерны закаленные порфиновые структуры. Жильные тела секут как более ранние граниты 1-й фазы Хошут-Улинского массива, так и вмещающие их мигматиты, гнейсы и осадочные образования харинской серии и прослеживаются на 9 км в северо-восточном и 12 км в юго-западном направлениях от центрального штока.

В южной части массива (в удалении от указанной выше зоны) наблюдались жильные тела, имеющие относительно более меланократовый облик и, по-видимому, являющиеся жильными производными гранитоидов более ранней фазы.

Среди биотитовых гранитов центрального штока отмечены редкие незначительные по мощности (первые десятки сантиметров) дайки мелкозернистых лейкократовых двуслюдяных мусковитовых гранитов. Отсутствие этих пород в других частях массива дает основание связывать их образование с эволюцией гранитоидов 2-й фазы массива. Формирование гранитоидов Хошут-Улинского массива обусловлено сложным взаимодействием процессов внедрения магмы и гранитизации и замещения вмещающих осадочных образований. По уровню содержания редких элементов граниты 1-й фазы массива отнесены к стандартному геохимическому типу, 2-й фазы — к литий-фтористым гранитам.

В юго-западной части зоны могут быть названы, например, Жанчивланский и Абдарский массивы гранитоидов. Основной фон Жанчивланского массива, расположенного в южных отрогах Хэнтейского хребта, составляет обширный выход резкопорфировидных и прорывающих их средне- и равномерно-зернистых биотитовых гранитов, относящихся к стандартному геохимическому типу. Общая площадь выхода указанных стандартных гранитов превышает 1000 км<sup>2</sup>.

Самыми поздними в Жанчивланском массиве являются редкометалльные литий-фтористые граниты, слагающие несколько мелких разобщенных выходов общей площадью около 50 км<sup>2</sup>, — Бурал-Хангайский, Улан-Буридинский, Урту-Годзгорский и др. Указанная последовательность формирования пород массива впервые была установлена В. А. Ушаковым, И. С. Богуславским (1969). Жанчивланский массив в целом имеет сложное строение. Наряду с упомянутыми разновидностями в нем представлен наиболее полный ряд дифференциатов литий-фтористых гранитов: аляскиты—микроклин-альбитовые граниты—амазонит-альбитовые граниты—альбит-лепидолитовые граниты, а также различные метасоматические породы (цветитеры, кварц-лепидолитовые грейзены, альбититы, кварц-мусковитовые грейзены, турмалиновые породы, кварцевые жилы с оловянной и вольфрамовой минерализацией).

В стандартных биотитовых гранитах Жанчивланского массива содержание большей части редких элементов близко к кларкам. Однако в них заметно выше среднего содержания в гранитах концентрации таких элементов, как литий, рубидий, олово и бериллий.

В литий-фтористых гранитах Жанчивланского массива фиксируется закономерное увеличение  $Na/(Na+K)$  отношения от аляскитов с биотитом к альбит-лепидолитовым гранитам, которое определяется последовательным обогащением поздних пород альбитом. В альбит-лепидолитовых гранитах по сравнению с аляскитами увеличивается содержание фтора (в 2 раза), лития (в 4), рубидия (в 3), олова (в 10), таллия (в 2,5 раза), а концентрации бериллия и бора несколько уменьшаются. Калий-рубидиевое отношение закономерно уменьшается с 86 до 23, а фтор-литиевое — от 18 до 7. Наибольшие концентрации свинца, цинка, таллия и вольфрама отмечаются в амазонит-альбитовых гранитах.

В качестве другого представителя литий-фтористых гранитов в зоне «распыленного магматизма» рассмотрим Абдарский массив. Он расположен в пределах Западно-Хэнтэйского поднятия, сложенного палеозойскими песчано-сланцевыми толщами. Массив имеет близкую к эллипсоидной форму и вытянут в меридиональном направлении в соответствии с простиранием вмещающих пород. Абдарский массив слагают среднезернистые аляскиты с биотитом, развитые в центральной части, и среднезернистые амазонит-альбитовые граниты, образующие периферическую зону интрузива. В восточной части массива и в экзоконтактной зоне особенно широко развиты амазонитовые пегматоидные тела. Кроме того, амазонит-альбитовые граниты слагают куполовидные выступы в центральных частях Абдарского массива. В непосредственном эндоконтакте среднезернистые амазонит-альбитовые граниты приобретают порфиroidную структуру с микропегматитовой основной массой, далее они переходят в мелкозернистые граниты с большим количеством мелких пегматоидных шпиров. Между перечисленными разновидностями пород наблюдались постепенные переходы. Однако установлены случаи пересечения мелкозернистыми и порфиroidными амазонит-альбитовыми гранитами эндоконтакта гранитов центральных частей массива.

В экзоконтакте Абдарского массива вмещающие породы интенсивно ороговикованы с образованием цинвальдит-магнетит-флюорит-кварцевых с полевым шпатом роговиков.

В литий-фтористых гранитах Абдарского массива отмечается резко повышенное по сравнению с кларками содержание лития, рубидия, свинца, олова, таллия и фтора. Содержание бария и стронция в них, как и в гранитах Жанчивланского массива, аномально низкое. В аляскитах Абдарского массива обнаружены несколько повышенные концентрации цинка. Более детальная петрографическая и геохимическая характеристика пород Жанчивланского, Абдарского и других массивов этого района приведена в работе В. И. Коваленко и др. (1971).

Сходные гранитоиды отмечаются в массивах южной части обрамления «зоны батолитов». Они образуют сравнительно крупные массивы (Восточный и Западный Юдугинский, Модотинский и др.), характеризующиеся неоднородным внутренним строением и широким развитием экзоконтактных изменений (мощные зоны роговиков, приконтактная гранитизация). Морфология, внутреннее строение и крупные размеры массивов, а также характер экзоконтактных изменений дают основания полагать, что рассматриваемые гранитоиды формировались в условиях средних глубин.

Характер эволюции нижнемезозойского магматизма этой части зоны в петрохимическом отношении практически соответствует тенденции для нормальных щелочноземельных серий гранитоидов. Наиболее поздние интрузивные образования здесь — рудоносные стандартные граниты и литий-фтористые аляскиты (с амазонит-альбитовыми разновидностями). В процессе эволюции мезозойского магматизма от кварцевых диоритов,

относящихся к габбро-диоритовому типу, к стандартным биотитовым и двуслюдяным гранитам и далее к литий-фтористым аляскитам и амazoнитовым гранитам происходит возрастание среднего содержания рубидия, лития, свинца, олова, фтора и вольфрама и резкое уменьшение (в литий-фтористых гранитах) содержания бария и стронция (табл. 10). С поздними гранитами нижнемезозойского цикла связаны кварцево-жильные и грейзеновые вольфрамовые и оловянные месторождения и рудопроявления.

Несколько более лейкократовыми являются стандартные граниты Онгон-Хайрханского и Учжульского массивов, входящих в состав Их-Хайрханской группы, а также часто рудоносные граниты Муренских массивов, расположенных к западу от Ундерхана (см. табл. 9). Они подробно описаны среди других редкометалльных гранитоидов Монголии (Коваленко и др., 1971).

Несколько специфичен мезозойский гранитоидный магматизм северо-западной части Хэнтэйского нагорья. Здесь относительно широко развиты полифазные массивы сложного строения, тяготеющие к разломам широтного простирания. С этими массивами ассоциируют золотые проявления и месторождения Хэнтэя.

Полифазные массивы\* — это трещинные тела с площадью выхода не более 200—250 км<sup>2</sup>. В составе массивов резко преобладают биотитовые и роговообманково-биотитовые граниты 2-й (главной) фазы, включающие различные по форме и величине ксенолиты роговообманковых диоритов и габбро-диоритов (1-я фаза) и мелкие интрузивные тела (дайки, штоки) лейкократовых гранитов (3-я фаза). Жильная серия представлена редкими мелкими телами пегматоидов и аплитов, несколько шире распространены кварцевые и фельзитовые порфиры, а также более поздние порфириды и лампрофиры. Постмагматические преобразования пород (окварцевание, березитизация) проявлены в зонах локальных разрывов как внутри массивов, так и во вмещающих породах. Измененные гранитоиды с вкрапленностью пирита и реже арсенопирита характеризуются повышенными, иногда высокими содержаниями золота.

Отмеченные разновидности пород наиболее полно представлены в южной части Бухулейнского массива. Содержание исследованных редких элементов в трехфазном массиве близко к кларковым для средних и кислых пород (табл. 11). Исключение — барий и особенно стронций, содержание которых значительно ниже соответствующих кларковых величин. В процессе формирования массива от ранних фаз к поздним возрастают концентрации рубидия, цезия, таллия и свинца, содержание бария и стронция уменьшается, а концентрация лития практически не меняется. Закономерно уменьшается величина калий-рубидиевого отношения. В березитизированных породах содержание лития и рубидия падает в 2—3 раза, бария — несколько увеличивается. Интересно, что концентрации лития, рубидия и цезия в дайках порфиров и березитизированных гранитах близки между собой. Весьма характерны необычно высокие величины калий-рубидиевого отношения в березитизированных разностях гранитоидов, где также резко повышено против кларка содержание золота.

Гранитоиды золотоносных массивов бассейна р. Хары определяются тем же уровнем содержания редких элементов, что и породы Бухулейнского массива. Здесь понижено по сравнению с кларками содержание редких щелочей, что особенно резко проявлено и для измененных гранитоидов и дайковых образований. Граниты стандартного типа других районов данной зоны характеризуются в целом более высокими концентрациями лития, рубидия, цезия, олова и меньшими — бария и стронция.

Таким образом, редкие щелочи в известной мере могут использоваться в качестве «индикаторов» золотоносных массивов.

\* Характеристика золотоносных гранитоидов Северо-Западного Хэнтэя приведена по данным Ю. П. Цыпукова (1970).

Содержание щелочей, фтора и редких элементов в гранитоидах восточной части зоны «распыленного магматизма», %

Массив, порода	K	Na	Rb	Li	Cs	Pb	Zn	Sn	Tl	F	Be	WO <sub>3</sub>	Mo	B	Ba	Sr
Ихэ-Хайулечинский Кварцевые диориты . . . . .	1,9	2,9	64	16	12	12	64	4,0	1,0	—	—	Сл.	—	—	900	330
Джаргалантуингольский Порфиробластические гранодиориты Ксенолит гранитизированных диоритов в теле Юдугыинского (Восточного) мас- сива . . . . .	3,2	1,9	210	47	27	27	69	5,6	1,9	—	—	1,4	—	—	1120	370
Юдугыинский Восточный Биотит-амфиболовые граниты эндокон- такта . . . . .	2,3	2,4	296	103	17	20	60	7,2	0,8	0,19	2,2	4,0	16	19	900	500
Среднезернистые биотитовые граниты	3,9	2,7	225	40	8	30	46	3,5	0,8	0,06	2,3	3,4	1,9	22	1000	230
Крупнозернистые биотитовые граниты	4,0	2,7	403	101	22	33	20	9,5	0,7	0,10	4,3	4,2	1	20	600	400
Мелкозернистые биотитовые граниты	4,1	2,9	356	99	16	38	20	6,3	1,0	0,08	4,3	4,2	2	23	400	100
Фазы дополнительных интрузий . . . . .	3,8	3,9	368	42	20	49	22	10,5	0,7	0,04	10,5	2,9	2,2	27	40	23
Модотинский Биотитовые граниты . . . . .	3,7	3,0	212	42	—	34	37	9,3	1,1	—	2,2	1,0	—	11	1207	256
Двуслюдяные граниты фазы дополни- тельных интрузий . . . . .	4,2	3,0	202	23	—	32	23	9,0	1,0	—	2,7	Н. о.	—	14	412	118
Юдугыинский Западный Аляскиты . . . . .	4,1	2,9	470	136	20	49	38	13,8	3,4	0,3	4,3	6,0	—	15	50	10
Гранит-порфиры . . . . .	3,7	2,9	533	176	34	49	105	13,8	3,2	0,85	13,5	10,4	—	15	115	10
Микроклин-альбитовые граниты . . . . .	3,2	3,3	982	352	26	70	64	33	—	0,37	3,0	8,8	—	11	20	5
Амазонитовые граниты . . . . .	3,2	3,5	1106	403	28	106	188	18	6,6	0,34	4,2	7,6	—	13	15	5

Геохимическая характеристика гранитоидов золотосных районов северо-западных отрогов Хэнтея, г/т

Массив	Порода	R   Na		Li	Rb	Cs	Pb	Sn	Zn	WO <sub>3</sub>	Ba	Sr	K/Rb
		%											
Ихэ-Мандальский	Биотитовый гранит (главная фаза)	3,7	2,7	42	210	12	20	5,0	65	2,4	300	215	178
	Гранит-порфир эндоконтакта	3,7	2,3	54	220	14	18	4,0	60	3,0	600	100	168
Салбыртинский	Биотитовый гранит	3,6	2,7	40	254	14	20	6,3	44	1,0	400	60	143
Бухулейнский	То же	4,0	2,6	36	211	11	20	6,0	47	3,0	200	10	190
	Биотит-роговообманковый гранит	1,7	2,7	7	125	9	13	3,7	65	1,0	200	40	136
Нарын-Тологойский	Биотит-роговообманковый грапидиорит	2,2	3,5	10	60		17	5,0	40	2,5	100	600	365
	Биотитовый гранит	4,0	2,6	36	211	11	20	6,0	47	3,0	200	10	190
Южно-Хэнтейский	То же	3,6	2,5	149	395	12	20	8,7	42	3,5	800	400	92
Арангатский	Лейкократовый гранит	3,6	2,4	22	237	12	18	5,1	20	3,0	200	30	154

По химизму диориты Северо-Западного Хэнтея близки к среднему составу горных пород группы диорита — андезита СССР (Соловьев, 1970). Отмечается несколько повышенное содержание двуокси кремния и пониженное — глинозема. В породах почти всегда присутствует свободный кремнезем. По значению параметра *b* они располагаются в интервале габбро—кварцевый диорит.

Граниты на диаграмме А. Н. Заварицкого «укладываются» в интервал гранит — грапидиорит. Обращает внимание низкое содержание полевошпатовой извести (значения параметра *c* лишь в очень редких случаях превышают 2,0), что значительно отличает исследуемые породы от среднего состава гранита по Р. Дэли. В целом породы характеризуются чрезвычайно широким диапазоном значений главных параметров А. Н. Заварицкого. Жильные порфиры определяются высокой концентрацией кремнекислоты и неустойчивым содержанием прочих петрогенных компонентов. Из параметров А. Н. Заварицкого относительно стабильно значение *a*, иногда Na<sub>2</sub>O значительно преобладает над K<sub>2</sub>O.

Имеющаяся геохимическая характеристика мезозойских пород восточной части Южно-Монгольской полосы в целом указывает на «сиалический источник» при образовании их магм. Кроме геохимических данных на это указывает крайне редкое проявление в районе даек основных и лампрофировых пород.

#### Периферическая зона пород повышенной щелочности

Зона окаймляет весь северо-восточный ареал раннемезозойского магматизма (см. рис. 2). Она выделяется по наличию здесь интрузивных пород повышенной щелочности и щелочных эффузивов. Кроме того, в периферической зоне в отличие от ранее описанных широко развиты приповерхностные фации гранитоидов и типичные вулканоплутонические комплексы.

Северное крыло периферической зоны простирается до междуречья Шилки и Олекмы, где раннемезозойские гранитоиды представлены интрузиями амананского комплекса (Тихомиров и др., 1964; Казицын и др., 1967). Массивы этого комплекса прорывают среднепалеозойские олекминские граниты. По данным абсолютной геохронометрии, возраст гранитоидов амананского комплекса 163—200 млн. лет.

Амананские гранитоиды слагают трещинные тела, площади выходов которых достигают 500—700 км<sup>2</sup>. Состав пород варьирует от диоритов, диорит-монцонитов до гранодиоритов и биотитовых гранитов. Типичные массивы комплекса (Амананский, Сырыгичинский, Итакинский) имеют зональное строение. Краевые их части сложены диоритами, кварцевыми диоритами, сиенитами и монцонитами, а центральные—гранодиоритами, амфибол-биотитовыми и биотитовыми гранитами (табл. 12). Биотитовые граниты встречаются также в виде самостоятельных поздних тел, относимых ко второй фазе комплекса. Среди пород жильной фазы преобладают аплиты и гранит-порфиры.

Для послемагматических стадий формирования данных гранитоидов характерно образование кварцевых жил, сопровождающихся ортоклаз-кварцевыми и кварц-серицитовыми метасоматитами, а также зон приконтактового выщелачивания, сложенных андалузитсодержащими породами типа вторичных кварцитов. Обычно послемагматические образования комплекса несут молибденовую минерализацию. Экзоконтактовые изменения магматической стадии выражаются в калишпатизации вмещающих палеозойских гранитоидов.

В петрохимическом отношении породы комплекса характеризуются умеренно кремнекислым составом и отчетливо повышенной щелочностью (см. табл. 12).

Далее к юго-западу в пределах рассматриваемой зоны, в Кударинской и Бичурской гривах Малханского хребта распространены раннемезозойские интрузии кударинского и бичурского комплексов. Нижняя возрастная граница гранитов определяется прорыванием ими тамирской свиты триасового возраста. Сами они пересекаются гранитоидами малокуналейского комплекса, нижнемезозойский возраст которых не вызывает сомнений, так как галька этих пород обнаружена в конгломератах нижневерхнеюрского возраста. С этими наблюдениями согласуются определения абсолютного возраста бичурских гранитоидов калий-аргоновым методом (180 млн. лет, Тихомиров и др., 1964).

В составе кударинского комплекса преобладают гранодиориты, слагающие массивы неправильной формы, штокообразные тела и дайки. Размеры интрузий достигают 25—40 км в поперечнике. Отмечаются также диориты и габбро-диориты, которые встречаются в виде даек и приконтактовых зон в гранодиоритовых массивах. Габбро-диоритовые и диоритовые краевые фации обычно насыщены ксенолитами перекристаллизованных эффузивов.

Бичурские гранитоиды прорывают массивы кударинского комплекса. Среди них преобладают порфировидные роговообманково-биотитовые и биотитовые граниты, образующие штокообразные массивы и тела неправильной формы размером до 500 км<sup>2</sup>. В. А. Соловьев (1968) считает возможным объединить кударинские и бичурские гранитоиды в единый кудара-бичурский комплекс. Послемагматические изменения, экзоконтактовый метаморфизм и рудная минерализация кудара-бичурских интрузий изучены недостаточно. В связи с бичурскими гранитами отмечаются зоны приконтактовой гранитизации мощностью до 5—10 м.

Н. П. Михно (1966) в прилегающей к МНР части рассматриваемой зоны выделены близкие по составу к кудара-бичурскому и четуйский и тегетуйский комплексы. В составе комплексов отмечаются габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, биотитовые и био-

Химический состав интрузивных пород северного крыла внешней зоны нижнемезозойского ареала магматизма (Забайкалье)

Компонент	Амананский комплекс (средний состав пород)					Гегетуйский и ичетуйский комплексы														
	Диориты	Кварцевые монциты и слиты	Гранодиориты	Граниты	Гранит-порфиры	Габбро (№ 22)	Диорит (№ 25)	Габбро (№ 26)	Гранит (№ 830 II)	Гранит (№ 747-II)	Гранит (№ 195)	Гранит (№ 674)	Граносиенит (№ 1139)	Граносиенит (№ 448)	Сленит (№ 848)	Сленит (№ 11)	Сленит (№ 13)	Сленит (№ 14)	Сленит (№ 18)	Граносиенит (№ 32)
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
SiO <sub>2</sub>	56,48	60,07	66,52	69,51	72,42	50,48	57,56	43,92	72,36	74,36	74,24	75,98	68,98	69,34	60,98	66,94	64,48	61,40	61,92	69,58
TiO <sub>2</sub>	1,04	0,70	0,50	0,35	0,17	1,09	0,80	2,00	0,34	0,14	Сл.	0,12	0,35	0,38	0,76	0,20	0,70	10,94	0,89	0,57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,27	17,39	15,78	15,27	13,49	19,70	12,34	18,01	14,01	13,84	13,92	13,49	15,12	15,36	17,00	17,64	18,06	8,30	18,39	15,17
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,43	2,44	1,90	1,32	0,78	4,69	3,19	6,86	1,69	0,38	1,08	0,36	1,74	2,53	2,75	1,31	1,76	2,20	2,16	1,70
FeO	3,80	3,11	1,65	1,08	1,21	4,66	3,72	7,15	0,89	1,18	0,90	0,47	1,41	0,86	2,68	0,89	1,57	1,68	1,04	1,16
MnO	0,10	0,05	0,09	0,05	0,05	0,14	0,08	0,10	0,03	0,03	0,02	Сл.	0,12	0,03	0,08	0,04	0,08	0,07	0,11	0,07
MgO	3,89	2,64	1,59	1,19	0,72	3,85	3,01	5,59	0,54	0,27	0,12	0,07	0,73	—	1,86	0,20	0,45	0,90	0,88	0,62
CaO	6,00	5,18	2,81	2,38	1,97	8,17	5,21	10,87	0,67	0,97	0,98	0,29	1,50	0,56	3,53	1,25	1,09	1,76	1,40	0,78
Na <sub>2</sub> O	3,93	3,75	3,86	3,89	3,84	3,72	3,11	2,14	3,14	2,27	1,65	2,99	4,13	3,38	3,84	2,75	4,07	4,28	4,66	4,06
K <sub>2</sub> O	2,62	3,40	4,30	4,11	4,07	2,02	4,53	1,75	5,58	5,88	5,96	5,01	5,72	6,56	4,54	8,95	7,85	7,02	7,36	6,59
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,25	0,07	0,29	0,11	0,06	0,57	0,34	1,37	0,07	0,05	0,16	0,23	0,02	0,05	0,27	0,05	0,11	0,24	0,21	0,07
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,26	0,26	0,17	0,29	0,16	—	—	—	0,07	—	—	—	—	—	0,15	0,10	—	0,20	0,10	0,08
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
SO <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	0,05	Не об.	0,65	—	—	—	0,65	0,05	—	—	—	0,07	—	0,06	—
П. п. II.	0,95	0,76	0,52	0,62	0,46	1,12	0,64	0,48	0,43	1,00	—	0,20	0,22	0,46	1,00	0,10	—	0,20	0,10	0,14
Сумма	100,02	99,83	99,98	100,11	99,40	100,26	94,53	100,89	99,82	100,37	99,26	99,26	0,004	99,51	99,44	100,32	100,29	98,69	99,18	100,59
<i>Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому</i>																				
a	12,8	13,4	14,6	14,2	14,1	11,80	13,8	7,23	13,95	13,21	11,90	13,15	17,00	16,00	14,93	18,40	20,20	19,70	21,00	18,00
c	5,4	5,2	3,2	2,9	1,8	8,20	5,70	8,57	0,89	1,19	1,80	0,32	1,28	0,60	3,93	0,39	1,35	5,00	1,70	0,85
b	15,5	11,0	6,2	4,2	8,6	17,60	12,50	27,00	5,43	4,41	5,30	4,48	5,52	5,40	11,23	6,21	4,95	2,90	5,30	3,65
s	66,3	70,4	76,0	78,4	80,5	62,40	63,00	57,20	73,73	81,19	81,00	82,35	76,20	77,40	69,95	75,00	73,50	72,40	72,00	77,50
a'	—	—	—	3,1	—	—	—	—	40,52	55,23	65,50	79,00	—	—	—	—	—	11,80	5,20	—
f'	43,5	46,8	52,7	50,0	51,9	51,90	51,75	47,30	43,00	34,28	31,00	18,00	49,50	57,90	44,25	30,10	61,60	62,30	66,30	71,00
m'	43,5	41,8	44,0	46,9	33,3	34,40	41,50	35,20	16,48	10,46	3,50	3,00	20,00	—	23,21	5,40	15,10	25,90	28,50	27,20
c'	13,0	11,4	3,3	—	14,8	13,70	6,75	17,50	—	—	—	—	30,50	42,10	27,54	64,50	23,30	—	—	1,80
n	69,7	62,7	57,4	58,3	58,8	74,00	51,00	65,00	45,80	33,30	29,13	47,10	51,20	44,00	53,50	30,10	44,00	48,40	49,00	48,20
φ	19,3	19,6	26,4	25,0	18,5	24,00	22,40	21,70	27,80	8,93	16,65	7,58	25,95	42,10	2,41	17,20	30,20	33,00	33,00	40,00
t	1,40	0,89	0,53	0,43	0,17	0,16	1,05	0,30	0,33	0,81	—	0,79	0,32	0,43	0,84	10,32	0,83	0,11	1,05	0,52
Q	1,71	8,8	19,6	25,9	31,0	7,00	2,70	8,64	31,17	34,83	33,40	37,67	16,62	20,63	6,21	12,81	20,30	11,80	5,20	1,16
a : c	2,34	2,6	4,6	4,9	7,8	1,44	2,40	0,85	15,7	11,1	6,6	20,5	13,3	23,7	3,8	47,2	14,9	3,9	12,3	21,2

Компонент	Гегегуйский и ичегуйский комплексы										Кударинский комплекс		Бичурский комплекс		Байбинский гранит			
	Альзит (№ 21)	Альзит (№ 26)	Альзит (№ 765-1)	Гранит (№ 510-1)	Гранит (№ 734)	Гранит (№ 735)	Гранодиорит (№ 744)	Блотиловый сленит (№ 1)	Роговообманово-биогитовый сленит (№ 4)	Гранодиорит (№ 252)	Гранодиорит (№ 1661)	Гранит (№ 785)	Гранит (№ 832)	Блотилово-ковитовый (№ 89-6)	Мусковитовый (№ 109-7-1)	Гранат-биотит-мусковитовый (№ 94-7-1)	Гранатовый	
22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	
SiO <sub>2</sub>	76,16	76,56	75,27	73,10	72,33	63,43	71,07	62,10	63,08	63,27	62,35	68,98	67,40	74,46	74,80	74,30	74,66	
TiO <sub>2</sub>	0,08	Сл.	0,06	0,16	0,09	0,20	0,13	0,43	0,40	0,96	0,79	0,68	0,50	0,02	0,06	0,03	0,03	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,44	13,36	13,44	14,25	15,11	17,40	15,26	17,37	17,07	16,25	15,75	14,42	16,37	14,44	15,13	15,02	14,61	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,55	0,20	0,68	1,08	0,81	1,98	0,65	2,32	2,25	2,38	2,14	2,02	1,52	0,00	0,00	0,56	0,17	
FeO	0,43	0,75	0,64	0,90	0,89	1,89	1,03	1,82	1,93	2,02	3,50	1,53	1,51	0,50	0,43	0,72	0,86	
MnO	0,02	0,02	Сл.	Сл.	0,04	0,09	0,02	0,07	0,08	0,05	0,00	0,08	0,06	0,01	Сл.	0,03	0,03	
MgO	0,10	0,33	0,03	0,42	0,37	0,52	0,57	0,98	1,07	2,14	2,12	1,19	1,18	0,52	0,65	0,41	0,53	
CaO	0,80	0,65	0,50	1,12	0,34	2,70	1,08	2,78	2,08	4,13	4,30	2,41	2,77	0,50	0,90	0,67	0,78	
Na <sub>2</sub> O	2,54	2,88	1,90	2,34	3,05	3,80	3,34	4,78	4,17	4,20	4,44	3,70	4,40	3,59	3,04	5,21	5,13	
K <sub>2</sub> O	6,04	5,41	6,60	6,05	6,03	6,21	5,56	4,94	5,27	3,94	3,41	4,31	3,96	5,38	4,51	5,21	5,13	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,04	0,05	0,03	0,07	0,18	0,05	2,06	0,18	—	0,25	—	—	—	—	—	—	
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	—	—	0,08	—	—	—	—	—	—	0,21	—	0,25	0,24	—	—	—	—	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
SO <sub>3</sub>	0,08	0,04	—	0,07	—	—	—	0,13	0,16	—	—	—	—	—	—	—	—	
П. п. п.	0,14	0,10	0,28	0,20	0,31	1,06	0,58	0,80	1,18	0,73	—	0,50	0,29	0,22	0,36	0,21	0,00	
Сумма	100,40	100,34	99,53	99,72	99,44	99,46	99,34	100,58	98,92	100,28	99,05	100,07	100,20	99,64	99,88	100,57	100,25	

## Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

a	13,85	13,40	13,19	13,50	14,58	17,35	15,05	18,10	16,90	14,9	14,6	14,2	15,3	15,0	12,5	14,2	14,2
c	0,95	0,76	0,60	1,30	0,32	3,84	1,38	2,90	2,70	3,4	3,2	2,4	3,2	0,5	1,0	0,9	0,9
b	2,65	3,24	3,82	4,80	6,10	4,71	4,57	6,10	6,90	9,3	10,7	5,6	4,9	3,5	6,0	4,7	4,2
s	82,55	82,60	82,40	80,40	79,00	74,10	79,05	72,90	73,50	72,4	71,5	77,8	76,6	81,0	80,5	80,2	80,7
a'	60,00	60,00	72,50	48,00	66,70	—	48,60	—	17,20	—	—	—	—	65,0	76,7	63,0	59,0
f'	32,50	24,00	13,80	38,20	24,60	84,00	31,40	52,10	56,50	43,38	48,10	54,77	55,60	12,4	6,5	23,3	21,3
m'	7,50	16,00	13,70	13,80	8,70	10,00	20,00	27,50	26,30	38,97	33,30	35,71	41,60	22,6	17,4	13,7	19,7
c'	—	—	—	—	—	6,00	—	20,40	—	17,65	18,60	9,52	2,80	—	—	—	—
n	—	—	30,81	35,70	—	48,00	48,00	50,40	54,00	62,0	66,3	56,6	62,8	—	—	—	—
φ	—	—	—	19,20	10,80	3,36	11,50	32,10	38,30	22,1	16,6	28,57	25,0	30,0	12,5	15,8	15,8
t	—	—	—	0,25	0,83	0,28	0,84	0,50	0,50	1,1	0,9	0,8	0,5	—	—	—	—
Q	34,45	37,38	37,77	32,00	28,84	8,28	26,57	6,70	6,30	11,6	10,6	29,9	17,7	31,5	35,0	31,1	32,1
a : c	14,6	17,6	22,0	10,4	45,6	4,5	10,9	6,2	6,3	4,4	4,6	6,0	3,1	—	—	—	—

Примечание. Графы 2—6— по данным Ю. В. Казимына и др. (1967); графы 7—21— по данным Н. П. Михно (1966); графы 23—39— по данным Н. П. Михно (1966), Н. И. Тихомирова и др. (1964). Коллекция байбинских гранитов Е. Н. Смолянского.

тит-роговообманковые граниты, лейкократовые граниты. Преобладают гранодиориты и граниты.

Ю. В. Комаровым (1970) раннемезозойские граниты юго-западной части рассматриваемой зоны также объединяются в бичурский интрузивный комплекс. К первой фазе этого комплекса относятся габбро-диориты, диориты, гранодиориты, ко второй — граниты и граносиениты, образующие массивы площадью до 150 км<sup>2</sup>.

К заключительной фазе комплекса отнесены лейкократовые, мелко- и среднезернистые граниты. С последними, по мнению Ю. В. Комарова, связано редкометальное оруденение грейзенизированных гранитов (Ивановское молибденовое рудопроявление).

Химический состав кудара-бичурских, ичетуйских и гегетуйских гранитоидов (особенно их ранних фаз) отличается от гранитоидов нормального ряда несколько повышенной щелочностью (см. табл. 12). В этом отношении они близки к породам амананского комплекса.

Следует отметить, что в крайней северо-западной части северной ветви периферической зоны (район Бичуры) в ассоциации с гранитоидами кудара-бичурского комплекса отмечаются щелочные гранитоиды нижнемезозойского малокуналейского комплекса.

Гранодиориты и диориты повышенной щелочности, аналогичные только что описанным, отмечаются и на территории МНР в междуречье Орхона и Селенги.

Один из типичных мезозойских массивов междуречья Орхона и Селенги — Правобережный, расположенный у слияния рек Орхона и Еро-Гол. Площадь массива около 1000 км<sup>2</sup>, форма — неправильная. В нем выделяются три интрузивные фазы: диориты, биотит-роговообманковые граниты и гранодиориты, лейкократовые граниты (табл. 13).

Ранние диориты слагают тела неправильной формы (площадь выхода около 25—30 км<sup>2</sup>). Нередко ими представлены ксенолиты в более поздних породах. По составу они колеблются от кварцевых диоритов до габбро-диоритов с монцитонитовым или даже сиенитовым уклоном. Диориты состоят из андезина № 30—35 (40—50%), роговой обманки (5—20%), биотита (5—15%), кварца (5—15%), редкого калиевого полевого шпата (иногда до 5%) и аксессуарных сфена, циркона, апатита и магнетита.

Породы второй фазы наиболее широко представлены в массиве. Среди них выделяются граниты, гранодиориты и кварцевые монцитониты. Они состоят из решетчатого микроклина (40—50%), плагиоклаза № 25—50 (10—25%), кварца (20—40%), биотита (10%) и роговой обманки (до 10%). Аксессуарные минералы представлены главным образом цирконом и апатитом. Эти породы рассматривались нами ранее как представители гранит-гранодиоритового типа. Однако от пород этого типа, развитых в центральной зоне ареала, они отличаются повышенной щелочностью, что выражается в появлении монцитонитовых разностей, с парагенезисами минералов II поля диаграммы Д. С. Коржинского (1957).

Породы третьей фазы представлены жильными и даечными телами лейкократовых (до аляскитов) гранитов. Иногда эти граниты являются моношпатовыми и состоят из щелочного полевого шпата, кварца с примесью (1—2%) биотита. На левобережье Орхона есть два сравнительно крупных (15—20 км<sup>2</sup>) выхода лейкократовых гранитов. Это двушпатовые лейкократовые граниты. В них наряду с калиевым полевым шпатом отмечается плагиоклаз № 10—15, в котором наблюдаются мирмекитовые вроски. Аксессуарные минералы представлены цирконом, сфеном и апатитом, встречен также магнетит. Эти породы относятся к типу стандартных гранитов. Есть указания на наличие агпатитовых гранитов в пределах Правобережного массива. Остальные массивы района сложены породами, близкими к гранитоидам этого массива.

Химический состав интрузивных пород массивов внешней зоны ареала нижнемезозойского цикла магматизма (МНР)

Компонент	Билитит-рогообманковый гранит (Дэлгэрханский), среднее из 3 анализов	Гранит (Барун-Хангорский), среднее из 5 анализов	Гранит (Боро-Ундурский), среднее из 3 анализов	Гранит (Бусын-Чулинский), среднее из 3 анализов	Аляскит (Баян-Уланский), среднее из 9 анализов	Гранит (Баян-Уланский), среднее из 4 анализов	Гранит-порфир (Баян-Уланский), среднее из 2 анализов	Гранофир (Баян-Уланский), среднее из 2 анализов	Гранофир (Баян-Уланский)	Граносенит (Баян-Уланский)	Рибекит-эгириновый гранит (Дашибалбарский), среднее из 2 анализов	Рибекит-эгириновый гранофир (Дашибалбарский), среднее из 4 анализов	Сферолитовый порфир с рибекитом (Дашибалбарский)	Гранодиорит (Правобережный)	Гранит (Хошат-Сомон)
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO <sub>2</sub>	69,26	73,96	72,68	76,28	74,61	74,86	75,69	74,87	76,18	75,97	73,75	74,74	75,22	62,89	72,71
TiO <sub>2</sub>	0,44	0,20	0,21	0,10	0,17	0,16	0,24	0,13	0,16	0,24	0,07	0,06	0,07	0,53	0,25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,71	13,04	13,90	12,89	12,80	12,95	12,26	13,14	10,53	11,21	11,65	11,41	10,87	15,50	13,20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,12	1,62	1,08	0,66	1,22	0,84	0,77	0,74	0,14	0,45	0,35	1,12	0,51	3,88	0,96
FeO	1,91	0,88	1,28	0,91	1,00	0,88	1,23	0,87	2,73	1,51	2,55	1,90	2,00	1,36	1,65
MnO	0,11	0,08	0,09	0,03	0,03	0,09	—	0,03	0,03	0,03	0,04	0,02	0,02	0,02	0,04
MgO	1,48	0,19	0,31	0,11	0,09	0,29	0,20	0,17	0,23	0,01	0,05	0,01	Сл.	1,41	0,29
CaO	2,45	0,89	0,62	0,25	0,90	0,74	0,63	0,65	0,35	0,38	0,36	0,26	0,59	4,91	1,61
Na <sub>2</sub> O	3,02	3,94	3,05	3,60	3,37	2,85	3,31	3,25	3,87	4,40	5,25	4,66	4,52	5,02	6,59
K <sub>2</sub> O	4,38	4,33	5,00	4,36	5,17	5,25	5,08	5,55	5,25	5,87	4,92	4,99	4,96	2,50	1,89
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,18	0,12	0,52	0,02	0,04	Н. а.	0,01	0,04	0,09	0,02	Сл.	0,01	Сл.	—	—
H <sub>2</sub> O	0,06	—	0,92	0,52	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,17	—
П. п. п.	0,82	0,64	—	—	0,33	0,91	0,43	0,41	0,27	0,29	0,76	0,63	0,64	—	—

F	Н. а.	Н. а.	Н. а.	Н. а.	Н. а.	Н. а.	Н. а.	Н. а.	0,08	0,02	0,13	0,06	0,04	—	—
Сумма	99,94	99,89	99,66	100,20	99,73	99,82	99,86	99,89	99,12	100,10	99,88	99,87	99,42	99,56	99,19
—O≡F	—	—	—	—	—	—	—	—	0,03	0,01	0,05	0,03	0,02	—	—
Сумма	99,94	99,98	99,66	100,20	99,73	99,82	99,86	99,89	99,09	100,09	99,83	99,84	99,40	99,56	99,19

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	12,3	14,4	13,5	13,6	14,3	13,5	14,0	14,7	12,5	14,3	15,1	14,8	14,1	14,8	16,4
<i>c</i>	3,0	1,0	0,7	0,3	1,1	0,8	0,7	0,8	2,0	0,8	2,7	2,1	2,2	3,0	0,2
<i>b</i>	5,6	2,9	5,7	3,6	2,2	3,5	2,5	2,2	1,4	1,1	0,8	0,9	0,9	9,9	4,5
<i>s</i>	78,5	81,7	81,1	82,5	82,4	82,2	82,8	82,3	83,1	82,8	81,4	82,2	82,8	72,3	78,9
<i>a'</i>	5,0	14,0	53,5	57,2	6,1	45,3	15,8	24,3	—	56,0	41,7	—	28,6	—	—
<i>c'</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	27,3	41,2	50,0	38,4	71,4	29,9	38,0
<i>f'</i>	50,0	76,7	38,4	37,5	84,8	43,4	71,0	60,6	45,4	—	—	6,16	—	45,8	52,0
<i>m'</i>	45,0	9,3	8,1	5,3	9,1	11,3	13,2	15,1	27,3	3,0	8,3	—	—	24,3	10,0
<i>n</i>	50,5	57,8	48,0	55,2	49,1	45,1	49,5	47,3	46,06	43,38	54,4	52,7	50,5	75,0	89,0
<i>t</i>	0,4	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,2	0,08	0,08	0,08	0,6	—
$\varphi$	17,0	46,5	16,3	14,3	42,4	42,4	26,3	24,3	—	—	—	—	—	33,3	—
<i>Q</i>	28,2	33,6	32,5	37,5	35,1	35,1	36,9	32,4	37,2	35,0	29,9	32,7	35,2	12,0	24,8
<i>a : c</i>	4,3	14,4	19,3	45,3	13,0	13,0	20,0	18,4	6,8	7,9	5,6	7,0	6,4	4,9	82,0

Примечание. Аналитики Р. А. Хасин и др., В. А. Бондаренко. Коллекции В. А. Боброва, М. И. Горина.



Сумма	98,68	99,5	99,52	98,84	99,41	99,33	100,19	98,97	100,03	99,87	98,27*	100,19*	97,98*	99,43*	98,20*
-O≡F	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	98,68	99,5	99,52	98,84	99,41	99,33	100,19	98,97	100,03	99,87	—	—	—	—	—

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	14,0	16,8	12,4	15,3	14,4	12,7	14,1	17,1	15,1	16,0	13,8	14,8	16,1	14,6	13,7
<i>c</i>	0,8	0,9	1,9	3,9	1,5	-0,9	1,1	3,0	0,9	2,7	0,3	1,0	0,7	0,5	0,6
<i>b</i>	5,4	4,2	4,6	6,9	3,9	2,8	2,8	6,2	4,5	7,9	3,1	4,6	3,3	1,7	2,0
<i>s</i>	79,8	78,1	81,1	74,1	80,2	83,5	89,0	73,7	79,5	73,4	82,8	79,6	79,9	83,2	83,7
<i>a'</i>	51,5	29,7	34,3	—	16,9	—	—	—	2,0	—	—	—	—	—	13,3
<i>c'</i>	—	—	—	—	—	30,0	25,0	1,1	—	24,4	12,5	7,2	14,3	7,7	—
<i>f'</i>	40,3	59,4	41,4	62,6	54,3	53,5	63,0	65,5	68,0	58,3	87,5	58,6	85,7	92,3	86,7
<i>m'</i>	8,5	10,9	24,3	37,4	28,8	16,3	12,0	33,3	30,0	17,4	—	34,3	—	—	—
<i>n</i>	64,5	65,3	55,3	63,7	43,5	57,7	63,0	62,9	58,0	72,7	47,1	49,6	51,2	52,2	51,4
<i>t</i>	—	—	0,3	—	—	0,1	—	0,9	—	—	0,16	0,3	0,3	0,1	0,1
$\varphi$	—	—	17,1	—	—	37,2	—	35,3	—	—	—	—	—	—	—
<i>Q</i>	30,1	21,7	35,5	13,5	30,1	40,8	34,7	10,2	27,9	14,1	38,7	28,6	26,9	36,7	39,4
<i>a : c</i>	15,7	18,6	6,5	3,9	9,6	-14,1	12,8	5,7	16,8	5,9	46	14,8	23	29,2	22,8

Примечание. Звездочка означает, что анализы выполнены на рентгеновском квацтометре из прокаленного материала. Коллекция М. И. Горина, В. А. Боброва, Э. В. Михайлова. Аналитик Т. Н. Гуничева.

Касаясь геохимической характеристики интрузивных пород между-речья Орхона и Селенги (табл. 14), следует отметить, что почти во всех породах содержание щелочей несколько превышает таковое для нормальных типов изверженных пород. В гранитоидах главных разностей содержание редких элементов соответствует их среднему содержанию в богатых кальцием гранитоидах или сиенитах (Turekjan, Wedepohl, 1961). Иногда они более низкие. Во многих случаях весьма низкими в породах оказываются концентрации бериллия и рубидия, в связи с чем в некоторых гранитах (Цонголонский массив) величина калий-рубидиевого отношения достигает 400. Очень слабо проявлена дифференциация редких элементов в процессе эволюции пород Орхон-Селенгинского района. Даже рубидий в ряде случаев существенно не накапливается в поздних гранитах (Барун-Буринский, Цонголонский массивы), а содержание лития и часто бериллия даже уменьшается. Для рассматриваемых массивов нехарактерно накопление в породах поздних фаз олова и фтора. Таким образом, процессы эманационной дифференциации в эволюции пород массивов этого района заметной роли не играли. Если же учесть, что, по данным А. С. Павленко (Коваленко и др., 1971), составы интрузивных пород района укладываются в единый комплементарный ряд, то вполне вероятно предположение о преобладающем значении кристаллизационной дифференциации в их генезисе. Исходной была, несомненно, подщелоченная (с монцитонитидным уклоном) средняя по составу магма.

Кроме этих наиболее широко распространенных интрузивных пород в районе отмечаются и некоторые другие, в первую очередь щелочные гранитоиды, ортофиры и альбитофиры. Щелочные гранитоиды отмечены Ю. И. Арсеньевым и В. А. Ботезату в междуречье Орхона и Еро-Гол, в нижнем течении р. Шарагаин-Гол, в районах оз. Цаган Нур и горы Ихэ-Номогон. Площадь отдельных их тел не превышает 10 км<sup>2</sup>. Дайки сиенит-порфиров и ортофиринов описаны Ю. Я. Петровичем в 1960 г. в 6—6,5 км к северо-северо-востоку от Таруб-Обо (координаты 49°45'—102°40'). Мощность даек 15—20 м, длина по простиранию 150—200 м. Это серовато-красные породы с вкрапленниками калиевого полевого шпата. Основная масса состоит из калиевого полевого шпата (до 80%), щелочного амфибола и кварца. В 4 км к востоку от Алтан-Булака на горе Лягатуин-ула, почти на границе с СССР, М. И. Горинным и другими в 1964 г. описано штокообразное тело альбитофиринов. В основной массе кроме альбита имеются кварц и калиевый полевой шпат.

В Орхон-Селенгинском районе не известны проявления редкометальной минерализации, но есть месторождения и рудопроявления медно-молибденовой формации.

По периферии северо-западного крыла внешней зоны ареала развиты щелочные граниты, сиениты и граносиениты, которые представлены здесь интрузиями малокуналейского комплекса (Тихомиров и др., 1964; Комаров, 1970). Возрастное положение комплекса определяется по прорыванию его интрузиями вулканитов тамирской свиты ( $T_{1-2}$ ) и налеганием на их размытую поверхность эффузивов ичетуйской свиты ( $I_1^3 - I_2^1$ ). Малокуналейские граниты залегают в виде различных по величине массивов, отдельные из которых занимают площадь до 200—300 км<sup>2</sup> и более. Среди них различаются массивы как сложного (многофазного) строения, так и простого. Внутренние части массивов часто сложены более кислыми разновидностями пород — гранитами, внешние — граносиенитами и сиенитами.

Наиболее существенная особенность гранитоидов малокуналейского комплекса — их моношпатовый характер, т. е. практически полное отсутствие известково-натрового щелочного полевого шпата. Содержание кварца в щелочных гранитах достигает 25%, в некоторых сиенитах он совершенно отсутствует. Цветные минералы представ-

Содержание щелочей, фтора (вес. %) и редких элементов (г/т) в усредненных пробах гранитоидов Орхон-Селенгинского междуречья

Массив, порода	K	Na	Li	Rb	Cs	Pb	Sn	Zn	Tl	Be	W <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	F	B	Ba	Sr
<i>Правобережный (восточная часть)</i>															
Граниты и кварцевые монзониты . . . . .	2,0	3,4	17	68	3	10	2,1	66	0,6	1,3	Сл.	0,053	—	600	900
Аляскиты моношпатовые	3,8	3,1	3	205	2	19	1,7	28	0,7	4,8	»	0,043	37	150	60
» »	3,7	3,8	16	220	12	17	10,7	42	0,5	4,2	»	0,046	70	200	80
<i>Правобережный (западная часть)</i>															
Биотитовые граниты, се- кучие диориты . . . . .	3,7	2,5	6	128	1	17	5,2	44	0,7	0,6	2,3	0,028	23	400	500
<i>Массив в районе Барун-Буриин-Сомона</i>															
Амфибол-биотитовые гра- ниты . . . . .	3,3	3,1	18	92	4	11	1,7	44	0,6	1,1	2,6	0,057	20	870	290
Жильные граниты . . . . .	3,8	3,1	8	93	3	10	1,7	48	0,6	0,9	Сл.	0,039	13	600	200
Вмещающие палеозойские гранодиориты . . . . .	2,5	3,1	18	79	3	11	2,8	57	0,6	0,8	»	0,06	39	600	400
<i>Цонголонский</i>															
Амфибол-биотитовые дио- риты . . . . .	2,1	4,1	16	71	2	16	3,2	70	0,7	1,0	»	0,8	59	1000	1000
Жильные граниты . . . . .	3,1	3,1	8	94	4	14	1,3	57	0,5	0,85	»	0,036	26	1700	620
<i>Бугутский</i>															
Амфибол-биотитовые дио- риты и кварцевые мон- зониты . . . . .	2,3	2,7	22	106	1	13	4,0	55	0,7	2,1	3,8	0,085	25	1000	800
Лампрофиры . . . . .	1,1	3,7	16	24	2	22	2,5	65	0,6	2,8	2,3	0,08	23	600	800

лены эгирином, эгирин-авгитом, рибекитом, арфведсонитом, иногда обыкновенной роговой обманкой. В незначительных количествах присутствует биотит. Содержание цветных минералов значительно возрастает в эндоконтактных фациях массивов.

Типичный массив сиенитов обнажается в верховьях р. Цеже на границе МНР и СССР. Это довольно крупное тело с площадью выхода около 50 км<sup>2</sup>. Его отличают крупнозернистые сиениты, которые почти полностью состоят из калишпат-пертита. Второстепенные минералы — биотит, пироксен (эгирин-авгит), апатит, рудный минерал.

Моношпатовые граниты, сиениты и граносиениты нижнемезозойского возраста, которые в ряде массивов переходят в аляскиты, широко распространены также в самой западной части ареала в пределах МНР (междуречье Джиды и Адзаргаин-Гол, бассейны р. Тарбагатай, Тэшигин-Гол и Эрин-Гол). Эти интрузии здесь ассоциируются с эффузивами, имеющими состав от трахиандезитов до ортофиоров.

Жильная серия малокуналейского комплекса представлена щелочными и субщелочными микросиенитами, сиенит-порфирами, сельвсбергитами, микрограносиенитами, микрогранитами, грорудитами, сиенит-пегматитами, гранит-аплитами.

Экзоконтактные изменения выражаются в ороговиковании вмещающих пород. В приконтактных частях массивов часто проявлены кварцевые жилы и прожилки, сопровождающиеся окварцеванием.

По химическому составу малокуналейские гранитоиды в общем соответствуют серии щелочной гранит — щелочной сиенит — сиенит. Собственно агпаитовые составы в этой группе имеют второстепенное значение (табл. 15). Распределение редких элементов в рассматриваемых породах

## Химический состав пород малокуналейского комплекса

Компонент	Гранит с эгирином и рибекитом (№ 5)	Рибекитовый порфиритовый гранит (№ 4)	Гранит (№ 5)	Щелочной лейкократовый гранит (№ 6)	Щелочной гранит (№ 7)	Щелочной гранит (№ 8)	Лейкократовый щелочной гранит (№ 9)	Щелочной гранит (№ 10)	Щелочной граносиенит (№ 11)	Щелочной граносиенит (№ 12)	Граносиенит (№ 13)	Щелочной граносиенит (№ 14)	Щелочной кварцевый сиенит (№ 15)	Сиенит-порфир (№ 16)	Сиенит (№ 17)	Среднезернистый алмазит (№ 1)	Рибекит-эгириновый гранит (№ 12)
SiO <sub>2</sub>	69,49	67,98	75,40	73,13	75,54	72,48	76,66	75,66	65,32	66,98	68,76	66,87	66,43	63,87	57,25	65,42	74,00
TiO <sub>2</sub>	0,50	0,57	0,12	0,24	0,24	0,35	0,23	0,13	0,83	0,24	0,33	0,70	0,62	1,11	0,90	0,37	0,35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,20	16,00	13,83	13,54	11,96	13,01	12,52	12,51	17,69	18,00	17,57	15,91	16,22	17,33	18,24	18,02	11,27
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,92	1,53	0,91	1,49	2,48	2,59	1,07	1,46	1,67	2,12	2,23	2,05	2,11	3,00	4,13	0,89	2,86
FeO	1,16	1,22	0,56	0,41	0,33	—	0,62	0,86	1,79	0,89	1,10	1,30	1,45	1,03	1,99	1,82	0,79
MnO	0,14	0,19	0,02	0,11	0,09	0,30	0,02	0,06	0,24	0,14	0,14	0,96	0,14	0,10	0,12	0,07	0,09
MgO	0,32	0,51	0,06	0,24	0,11	0,15	0,08	0,26	0,72	0,29	0,22	2,20	0,67	0,61	2,21	0,35	0,00
CaO	0,23	0,54	0,05	0,55	0,30	0,78	0,05	0,27	0,99	0,86	0,30	0,99	0,62	1,05	2,97	0,82	0,00
Na <sub>2</sub> O	6,40	4,81	6,25	5,01	5,27	3,66	3,77	3,99	7,77	7,38	6,56	5,19	6,43	5,83	5,68	4,56	3,97
K <sub>2</sub> O	4,14	6,04	1,77	4,48	3,98	4,63	5,03	4,13	2,34	1,65	1,51	4,38	5,99	5,01	3,78	8,02	5,40
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,13	0,10	0,02	Сл.	Сл.	0,13	0,06	0,12	0,02	0,04	0,10	0,08	—	0,29	0,87	—	—
H <sub>2</sub> O	—	0,17	0,38	0,38	0,33	0,16	0,16	0,06	—	0,20	—	—	—	0,21	0,58	—	0,52
SO <sub>3</sub>	—	—	0,13	—	—	0,15	0,08	—	—	0,15	—	—	—	0,05	0,12	—	—
П. п. п.	0,27	0,31	0,24	0,02	0,08	1,53	0,25	0,54	0,30	—	0,36	0,63	0,08	0,28	1,03	—	0,20
Сумма	101,19	99,97	99,73	99,60	100,71	99,92	100,00	100,11	99,68	99,84	99,33	101,26	100,97	99,77	99,87	100,71	99,45

## Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

a	19,45	18,87	15,50	17,02	15,21	14,47	14,82	14,15	19,96	18,05	15,87	17,11	21,02	20,04	18,62	21,48	14,76
c	0,13	0,67	0,06	0,19	1,30	0,93	0,06	0,32	1,21	0,99	0,33	1,17	0,00	1,30	3,24	0,95	1,33
b	3,44	4,16	3,12	2,31	1,63	3,35	2,67	3,57	5,42	7,32	9,16	8,33	5,35	5,18	10,08	3,58	1,86
s	76,98	76,30	81,32	80,48	81,86	81,25	82,45	81,96	78,41	73,64	74,64	73,39	73,63	73,48	68,05	73,99	82,05
a'	—	19,35	58,34	—	—	20,00	39,02	32,73	17,28	59,46	65,24	—	—	10,53	—	11,32	—
f'	80,77	59,68	39,58	65,71	68,00	72,00	53,66	56,36	61,73	35,14	31,21	45,67	59,25	—	4,90	71,70	100,00
m'	15,38	20,97	2,08	14,29	12,00	8,00	7,32	10,91	20,99	5,40	3,55	43,31	20,99	19,73	38,46	16,98	—
c'	3,85	0,00	—	20,00	20,00	—	—	—	—	—	—	11,02	—	69,74	56,64	0,00	—
n	70,07	54,61	84,10	62,70	72,60	54,62	53,50	59,60	83,90	86,87	86,80	64,10	64,78	63,94	69,70	46,54	57,70
φ	46,2	21,9	0,9	0,2	—	64,0	35,0	32,7	26,8	22,6	19,7	20,5	19,75	—	—	—	—
t	0,5	0,7	0,1	4,7	0,2	0,4	0,2	0,2	0,9	0,5	0,3	0,8	45,6	—	—	—	—
Q	+14,93	+14,19	+31,60	+26,73	+32,00	+32,62	+35,20	+35,30	+10,69	+10,19	+17,21	+11,39	+5,22	+5,58	-4,37	+4,07	+33,15
a : c	195	26,3	258,3	85,0	11,7	16,1	148	47,3	16,6	19,8	53,0	14,2	17,6	15,4	5,7	22,6	-11,1

Примечание. Таблица составлена по данным П. И. Налетова (1962).

Компонент	Гранит (№ 24а)	Гранит	Гранит (№ 308)	Гранит (№ 78)	Сyenит (№ 479)	Сyenит (№ 720)	Граносyenит (№ 727)	Щелочной cyenит (№ 340)	Щелочной cyenит	Щелочной кварцевый cyenит	Щелочной cyenит (№ 386)	Лейкограно- вый щелоч- ной cyenит (№ 58)	Лейкограно- вый щелоч- ной граноси- енит (№ 59)		
SiO <sub>2</sub>	72,97	72,90	66,22	68,86	76,62	67,0	66,2	67,0	67,36	63,90	61,80	64,54	65,74	67,36	73,40
TiO <sub>2</sub>	0,36	0,20	0,5	0,52	0,10	0,65	0,45	0,5	0,46	0,56	0,50	0,53	0,56	0,54	0,52
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,20	14,21	15,37	14,98	12,19	15,47	16,5	41,95	16,24	18,13	18,19	17,76	17,21	16,87	12,49
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,39	0,35	3,09	1,78	0,88	2,37	1,31	1,79	1,78	1,97	1,86	2,38	1,17	2,33	3,05
FeO	0,55	1,05	1,68	1,18	0,61	1,26	1,54	2,33	0,87	1,61	3,15	1,36	1,05	0,75	0,54
MnO	0,05	0,06	0,07	0,09	0,06	0,07	0,06	0,06	0,04	0,06	0,05	0,11	0,09	0,11	0,07
MgO	0,40	0,98	1,09	0,81	0,36	0,81	0,38	1,01	0,55	0,62	0,59	0,52	0,38	0,74	0,67
CaO	1,2	0,96	2,01	1,76	0,44	0,88	1,66	2,27	2,14	1,63	1,83	0,89	0,54	0,60	0,19
Na <sub>2</sub> O	4,34	4,51	4,24	4,72	3,37	5,40	5,43	4,24	5,80	4,53	4,64	8,27	6,44	2,69	3,55
K <sub>2</sub> O	3,86	4,48	4,14	4,60	4,77	4,95	5,34	4,46	4,32	6,27	6,70	2,33	6,00	7,14	5,33
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	0,14	—	0,01	0,11	0,12	0,19	—	0,09	0,04	0,16	—	0,07	0,02
H <sub>2</sub> O	0,25	0,29	0,06	0,14	—	—	—	—	0,12	—	—	0,14	0,12	—	0,07
SO <sub>3</sub>	—	—	—	—	0,07	—	—	—	—	—	—	0,10	—	0,06	Сл.
П. п. п.	0,45	0,32	0,86	0,68	0,28	—	—	—	0,39	—	—	0,32	0,41	0,49	0,34
Сумма	100,02	100,31	99,47	100,12	99,76	98,97	98,99	98,80	100,07	99,37	99,35	99,41	99,71	99,75	100,21

## Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	14,66	15,88	15,3	14,5	13,78	18,8	19,4	15,7	18,6	19,1	20,2	21,4	22,5	15,78	14,8
<i>c</i>	1,39	1,11	2,5	2,2	0,52	0,8	1,3	2,1	1,4	2,0	2,2	1,1	0,1	0,73	0,3
<i>b</i>	3,37	3,15	6,6	5,3	2,73	4,9	4,0	6,04	4,4	5,5	5,8	4,3	3,2	8,62	4,8
<i>s</i>	80,58	79,86	75,6	78,0	82,97	75,5	75,3	76,12	75,6	73,4	71,8	73,2	74,2	74,87	80,1
<i>a'</i>	27,45	4,20	6,25	—	28,57	—	—	—	—	22,5	—	3,1	—	55,4	13,7
<i>f'</i>	52,94	45,8	65,63	57,35	50	67,12	64,4	61,8	51,5	58,8	82,1	78,1	63,9	30,8	63,0
<i>m'</i>	19,61	50,0	28,12	29,42	21,43	27,39	17,0	28,1	21,2	18,8	17,9	18,8	21,2	13,8	23,3
<i>c'</i>	—	—	—	13,23	—	5,49	18,6	10,1	27,8	—	—	—	14,9	—	—
<i>n</i>	63,06	60,3	60,7	60,8	52	62,10	60,8	58,62	67,6	52,1	51,4	85,0	61,7	36,9	50,9
<i>φ</i>	35,3	12,5	39,6	32,35	28,5	41,10	27,5	25	33,3	30,0	28,8	46,9	29,8	21,5	52,1
<i>t</i>	0,41	0,2	0,54	0,5	0,1	0,7	0,5	0,53	0,5	0,7	0,6	0,6	0,8	0,6	0,5
<i>Q</i>	+30,45	+30,0	+18,1	+24,8	+37,86	+12,6	+10,5	+18,66	+12,6	+6,6	0,78	+2,5	+33	+17,45	+30,3
<i>a : c</i>	10,6	14,3	6,1	11,4	26,5	23,5	15,0	7,5	14	9,5	9,1	19,4	225	21,6	49

Примечание. Таблица составлена по данным Н. И. Тихомирова и др. (1964).

изучалось Е. М. Шереметом (1970). Данные породы характеризуются низкими концентрациями рубидия — 154 г/т, лития — 24, бериллия — 2,3 г/т и фтора 0,06%. В то же время содержание стронция и бария в них в отличие от аналогичных гранитоидов Монголии (Коваленко и др., 1971) значительно выше — 230—1900 г/т (личное сообщение Е. М. Шеремета).

В этой же части ареала Ю. В. Комаров выделил интрузии ранне-мезозойского кудунского комплекса. Они слагают массивы площадью до 150 км<sup>2</sup>. Их возрастное положение определяется, с одной стороны, прорыванием ими вулканитов цаган-хунтейской свиты (Т<sub>2</sub>), с другой стороны, сами они пересекаются дайками щелочных гранитов малокуналейского комплекса. Абсолютный возраст их 165—180 млн. лет. К первой фазе комплекса относятся биотитовые и биотит-роговообманковые граниты и граносиениты. Породы второй фазы — лейкократовые аляскитовые граниты слагают мелкие тела штокообразной формы. По мнению Ю. В. Комарова (1970), с лейкократовыми аляскиотовыми гранитами может быть связано редкометалльное оруденение (например, Ореkitканское рудопроявление молибдена).

Со второй фазой кудунских гранитов, по-видимому, можно сопоставлять граниты так называемого байбинского типа, абсолютный возраст которых 202—157 млн. лет (Афанасьев, 1964). Эти граниты известны в северо-восточном крыле Джидинского синклинория по долине р. Хуртуш и в нижнем течении р. Байбы. Они образуют небольшие интрузии площадью до 30 км<sup>2</sup>. Основные разновидности байбинских гранитов — биотитовые, двуслюдяные, мусковитовые, иногда гранатосодержащие граниты, постепенно сменяющие друг друга в пределах массивов.

Особо следует остановиться на массивах верховьев р. Джиды. Здесь известно несколько мелких (не более 5—8 км<sup>2</sup>) массивов, сложенных лейкократовыми гранитами, среди которых отмечаются амазонитовые и амазонит-альбитовые разновидности (Налетов, 1962; Косалс, 1968; Косалс, Мазуров, 1970; Смолянский и др., 1960). Последние состоят из альбита или альбит-олигоклаза, калиевого полевого шпата, кварца и 1—5% циннвальдита. Среди акцессорных минералов отмечаются циртолит, колумбит, касситерит. Содержание лития в них колеблется в пределах 100—200 г/т, фтора — 0,1—0,5%, рубидия — 270—440 г/т (Косалс, Мазуров, 1968). Эти данные позволяют отнести описываемые граниты к литий-фтористому геохимическому типу. К сожалению, взаимоотношения амазонитовых гранитов с другими мезозойскими гранитоидами и осадочными породами установить не удалось. Однако данные абсолютного возраста (Косалс, 1968; Дворкин-Самарский, Туговик, 1966) позволяют отнести их к нижнемезозойскому циклу (240—160 млн. лет). Амазонитовые граниты отмечаются также Ю. В. Комаровым (1962) на самом северо-востоке зоны (бассейн р. Кудун).

Таким образом, в северо-западном крыле внешней зоны ареала наиболее широко распространены различные породы повышенной щелочности (аманский, кударинский, бучурский, малокуналейский и другие комплексы) и стандартные граниты (кудунский и байбинский). Встречаются также отдельные массивы гранитов литий-фтористого типа. Необходимо подчеркнуть, что повышенная щелочность, характерная для гранитоидов этой зоны, проявляется не только в широком распространении здесь щелочных гранитов, но и в появлении сиенитов среди ранних фаз кудунского комплекса, и в высокой магнезиальности биотитов всех гранитоидов этой зоны (Коваль и др., 1972; Таусон и др., 1971).

Отдельные массивы пород повышенной щелочности установлены к югу от описываемых районов в пределах Гоби-Хангайского района МНР. По-видимому, здесь периферическая зона северной ветви ареала смыкается с южной ветвью, занимающей центральную часть Восточной Монголии (Центральный район).

Гоби-Хангайский район расположен практически на самом западном окончании северо-восточного ареала мезозойского магматизма в Монголии. Интрузии гранитоидов мезозойского возраста в районе выделены в результате геологических съемок, а также тематических работ Э. В. Михайлова при составлении геологической карты Монголии 1 : 1 500 000 (1966). К сожалению, геологических данных о мезозойском возрасте гранитоидных массивов этого района до сих пор крайне мало. Гранитоиды здесь прорывают домезозойские, в лучшем случае верхнепермские отложения. Имеются также немногочисленные калий-аргоновые определения возраста (215 млн. лет, Михайлов, 1971).

В настоящее время в Гоби-Хангайском районе к мезозойским интрузивным образованиям мы относим массивы, в которых наиболее широко распространены гранитоиды, относимые к типу пород повышенной щелочности. Кроме того, встречаются массивы стандартных и двушпатовых литий-фтористых гранитов. Выходы массивов на поверхность — изометричной формы, часто вытянуты в северо-западном направлении. В некоторых случаях удается наметить приуроченность их к разрывным нарушениям. Вмещающие породы в связи с гранитами слабо ороговикованы. В массивах обычны зоны эндоконтактной закалки, неоднократно отмечались целые массивы, сложенные гранит-порфирами, а иногда фельзит-порфирами, сходными по внешнему виду с эффузивными образованиями. Все это позволяет рассматривать данные породы как приповерхностные гранитные интрузии.

Массивы, сложенные гранитоидами повышенной щелочности и моношпатовыми литий-фтористыми гранитами, аналогичны как по строению самих массивов, так и по составу слагающих их пород массивам описанного ниже Центрального района МНР. Слагающие их породы имеют низкие концентрации большей части литофильных редких элементов (табл. 16). Следует отметить, однако, что концентрации бария и стронция в породах, относимых к типу щелочных пород, иногда соответствуют кларковым для гранитных пород, что указывает на их определенную геохимическую близость со щелочными гранитами малокуналейского комплекса.

Граниты стандартного типа (массив с координатами центра  $46^{\circ}25'$  —  $104^{\circ}20'$ ) и литий-фтористого типа (Салбу-Обинский) аналогичны одноименным гранитам, развитым в других районах Монголии (табл. 16).

В Центральном районе преобладают гранитоиды раннемезозойского цикла. Среди них наиболее развиты гранитные массивы, тесно ассоциирующие с вулканическими породами. Среди самих гранитов достаточно широким развитием пользуются моношпатовые аляскиты, а также породы повышенной щелочности. Отмечаются также двушпатовые литий-фтористые граниты и граниты стандартного типа.

Размещение массивов района обычно контролируется разрывной тектоникой. Отмечается их приуроченность к разломам северо-западного направления. В отдельных случаях удается установить межформационный характер интрузивов, например для Баян-Уланского и Дашибалбарского массивов. Большая часть интрузивных тел дискордантна по отношению к триасовым структурам, что, например, четко фиксируется в Дашибалбарском прогибе (Брандт и др., 1970).

Многие массивы имеют средние и малые размеры (50—200 км<sup>2</sup>), за исключением Баян-Уланского. Форма массивов весьма разнообразная — наряду с изометричными штоками встречаются удлиненные дайкообразные тела. Ряд массивов чрезвычайно неправильной формы, с многочисленными выступами и заливами (например, Аргани-Чулу). Экзоконтактные изменения вмещающих пород вблизи массивов выражены слабо и проявляются в наличии узких зон ороговикования, мощность которых не превышает первых сотен метров, а часто — первых десятков.

Большая часть массивов района имеет простое строение, кроме Баян-Уланского, в котором моношпатовые аляскиты прорваны агпанто-

Таблица 16

Средние содержания калия, натрия, фтора (%) и редких элементов (г/т) в гранитоидах внешней зоны монгольской части северо-восточного ареала

Массив	Порода (геохимич. тип)	K	Na	Li	Rb	Cs	Pb	Sn	Zn	Tl	WO <sub>3</sub>	Mo	Be	F	Ba	Sr	B	K/Rb
Дашибалбарский	Рибекитовый гранит	4,0	3,3	27	156	—	25	9,3	40	0,7	1,0	—	5,2	0,13	135	15	14	—
	Щелочно-гранитные пегматиты	3,8	3,1	29	185	—	28	11,5	67	0,9	4,2	—	8,2	0,09	89	9		
	Гранофиры	3,7	3,0	25	142	—	29	8,5	53	0,6	3,3	—	4,4	0,11	41	5	16	—
Баян-Уланский	Аляскит с биотитом (литий-фтористый)	3,9	2,9	24	195	3	32	6,0	54(31)	1,3	3,0	—	2,8	0,13	86	4,1	—	—
	Граносиенит (агпаитовый)	4,4	3,7	14	173	Сл.	15	5,7	147(51)	1,3	Не обн.	—	3,1	0,10	30	1,9	—	—
	Гранофиры (агпаитовый)	3,9	3,1	31	172	2	24	5,9	131(39)	0,9	2,5	—	3,5	0,11	113	4,5	—	—
Улан-Хадский	Сферолитовые фельзиты (агпаитовый)	3,9	2,4	12	165	3	32	6,0	157(51)	6,5	5,2	—	3,8	Не обн.	6,0	Сл.	—	—
	Щелочные граниты	3,2	2,8	13	236	Не обн.	30	3,2	30	0,4	3,8	0,4	2,9	0,03	80	20	23	—
	Граниты фазы дополнительных интрузий	3,4	2,6	8	224	2	31	1,5	40	1,2	6,6	3,3	3,1	0,02	80	20	21	—
Чойренский	Щелочные граниты	3,3	3,0	36	194	25	10	2,0	30	0,6	—	—	2,3	0,2	300	20	—	—
	Гранофиры	3,1	2,7	31	200	16	10	2,6	25	0,5	—	—	4,7	0,2	600	40	—	—
Бороундурский	Биотитовые стандартные граниты	3,1	2,6	21	126	14	7	1,6	25	1,1	—	—	4,7	0,03	600	200	—	—
	Щелочно-гранитные гранофиры	3,1	2,1	20	239	19	13	1,3	36	1,1	—	—	3,7	0,02	300	80	—	—
	Моношпатовый аляскит (литий-фтористый)	4,8	4,8	5	80	9	12	3,0	50	Не обн.	—	—	—	—	300	80	—	—
	То же	4,0	3,5	8	120	14	12	3,5	30	1,1	—	—	—	—	—	—	—	—
Аргани-Чулунский	»	3,9	2,7	6	104	10	12	1,5	25	1,2	—	—	—	—	—	—	—	—
	Биотитовый стандартный гранит	3,0	2,4	13	178	2	15	1,1	32	0,5	3,0	1,9	4,9	0,06	100	80	21	—

Хайрхаулинский	Биотитовый гранит стандартного типа	3,3	3,3	35	240	2	14	1,5	28	0,6	2,3	1,1	3,8	0,03	300	150	18	—
	Жильный гранит	3,7	2,7	11	251	2	16	2,4	38	0,5	2,5	1,5	1,2	0,05	200	150	23	—
	Гранит стандартного типа	2,3	3,0	23	228	2	17	1,5	45	0,9	2,8	7,5	2,5	0,08	700	400	21	—
Сумбурский	Биотитовый гранит стандартного типа	4,1	3,5	6	133	6	1,4	3,5	50	—	Не обн.	—	3,2	—	600	400	—	308
	Жильный гранит	4,0	2,6	5	178	11	20	2,8	35	—	»	—	3,8	—	300	400	—	224
Ундерский	Биотитовый гранит стандартного типа	3,8	3,5	18	130	2	18	1,2	23	0,3	2,1	1,1	—	0,18	150	30	14	—
Бага-Газрынский	Двушпатовые литий-фтористые аляскиты	4,2	2,6	147	387	—	23	7,4	26	1,6	6,4	1,3	11,1	0,29	69	14	—	109
	Аляскиты фазы дополнительных интрузий	3,9	3,0	236	603	—	23	11,4	32	3,4	9,4	1,4	10,4	0,48	16	6	—	64
Бузулуиичулинский	Двушпатовые литий-фтористые аляскиты	3,9	2,9	400	70	3	26	7	46	3,2	5,6	—	5,2	0,22	100	60	—	—
	Жильные аляскиты			436	63	3	24	5	100	2,3	5,2	—	5,2	0,21	100	40	—	—
Цаган-Обинский	Граноспелит (щелочных пород)																	
Массив с координатами 46°30'—104°	Роговообманковый гранит-порфир (щелочных пород)	4,3	2,3	30	174	Сл.	14	3,8	20	—	Не обн.	—	3,6	—	350	100	—	247
		2,8	2,4	28	134	4	15	4,5	45	—	0,5	—	1,9	—	800	300	—	209
Массив с координатами 46°10'—104°31'	Щелочной гранит (щелочных пород)	2,9	3,3	28	134	4	11	3,5	48	—	Не обн.	—	2,3	—	700	200	—	216
Массив с координатами 46°31'—102°39'	Грапофиры (моношпатовые литий-фтористые)	3,7	2,6	80	227	Не обн.	12	2,7	45	—	3,8	—	3,8	—	200	100	—	163
Сакту-Обинский	Биотитовый гранит (литий-фтористый)	3,6	3,0	135	510	38	23	—	30	—	2,3	—	13,7	—	250	150	—	71
Дзун-Мандалульский	Биотитовый гранит (стандартный)	4,0	2,6	22	169	2	13	3,7	60	—	Не обн.	—	3,95	—	600	250	—	237
Мухуин-Хира	Амфиболовый гранит (щелочных пород)	3,3	3,5	8	162	2	16	2,4	38	0,5	2,5	1,5	1,2	0,05	600	200	—	200
	Фельзит-порфиры (щелочных пород)	4,2	2,8	26	160	2	18	4,8	50	—	2,1	—	3,7	—	600	200	—	262

выми гранитами и граносиенитами, и Барун-Ундурского, в строении которого участвуют граниты стандартного типа и щелочно-гранитные граптофиры. Почти для всех массивов района характерны эндоконтактовые зоны закалки, представленные гранит-порфирами, граптофирами, а в некоторых случаях и фельзит-порфирами. Все отмеченное выше указывает на приповерхностные условия формирования многих массивов, а для некоторых из них (например, Дашибалбарского) четко устанавливаются единые вулканоплутонические ассоциации пород.

Общая геохимическая черта многих гранитов Центрального района — их обедненность редкими щелочами, фтором и многими другими литофильными редкими элементами. В агпаитовых и моношатовых гранитах (см. табл. 16) всех массивов содержание лития, как правило, не превышает 20 г/т, содержание рубидия, олова, бария, фтора ниже кларкового. Следует подчеркнуть, что агпаитовым гранитам района, как и литий-фтористым, свойственны аномально низкие концентрации бария и стронция.

Массивы стандартных гранитов, располагающиеся среди полей нижнемезозойских вулканитов, как, например, Аргаши-Чулунский, Хайрхалинский, а также массивы района г. Чойбалсана имеют много общего с гранитами. Правда, они двушатовые, но содержание в них многих редких элементов ниже кларковых для гранитов (см. табл. 16). Однако концентрации бария и стронция в них, как и в других массивах стандартных гранитов, находятся на уровне кларковых для гранитов. Следует подчеркнуть, что в генетической связи с описанными здесь разностями пород нижнемезозойского цикла рудной минерализации не обнаружено.

В то же время в Центральном районе известны и нижнемезозойские рудоносные гранитные интрузии, например детально описанный нами ранее Бага-Газрынский массив (Коваленко и др., 1971) или Бусыйнулинский. По внешнему виду граниты этих массивов очень похожи на граниты массива Аргаши-Чулу. Однако в отличие от последних им присущи высокие концентрации лития, рубидия, олова, фтора и ряда других редких элементов (см. табл. 16), позволяющие отнести их к литий-фтористому типу. С породами Бага-Газрынского массива связано комплексное редкометальное цвиттеровое оруденение, а также высокие концентрации акцессорного тантала в поздних гранитных дифференциатах. Находки этих гранитов свидетельствуют о принципиальной возможности обнаружения рудоносных гранитных массивов в Центральном районе Монголии.

В Южно-Монгольской полосе зона пород повышенной щелочности протягивается вдоль границы Монголии с КНР от железной дороги Улан-Батор — Пекин к аймачному центру Далан-Дзадагад и далее на запад (см. рис. 2). Среди раннемезозойских гранитоидов здесь отмечены массивы стандартных и литий-фтористых гранитов (крайние западная и восточная части района) и прослежен субширотный Южно-Гобийский пояс щелочных пород (Коваленко и др., 1971). Возраст последних, определенный калий-аргоновым методом, соответствует нижнемезозойскому циклу (170—230 млн. лет). Однако возраст Хан-Богдинского массива (от 300 до 220 млн. лет) требует дальнейшего уточнения. Характерная черта геологического строения данного района — наличие верхнепалеозойской эвгеосинклинальной зоны в его пределах и малая мощность сиалической коры (Уланульский блок, Суетенко, 1970).

Особую структурно-магматическую единицу района составляет Южно-Гобийский пояс щелочных пород. В него входят шесть массивов, образующих цепочку тел, вытянутую в субширотном направлении и расположенную внутри герцинид юга Монголии.

Самый западный массив — Хар-Хадский. Он имеет оваловидную, вытянутую в субширотном направлении форму с площадью выхода около 25 км<sup>2</sup>. Судя по его контактам с вмещающими гранитоидами банатитовой группы, он представляет собой куполообразное тело с падением северной поверхности контакта от массива под углами 40—60°, срезанное с юга

тектоническим нарушением. Хар-Хадский массив сложен среднезернистыми, в эндоконтакте закаленными мелкозернистыми пегматоидными, арфведсонитовыми и арфведсонит-эгириновыми гранитами с обильными акцессорными цирконом, танталониобатами и другими редкометалльными минералами. Содержание редкоземельных элементов в них достигает 0,4%. В приконтактной области среднезернистые арфведсонит-эгириновые и эгириновые граниты прорываются многочисленными дайками мелкозернистых, иногда порфировидных экеритов и грорудитов. Положение даек контролируется системой трещин, параллельных контакту массива, и только в редких случаях дайки пересекают контакты щелочных гранитов и вмещающих пород. Мощность даек колеблется от первых сантиметров до 3—4 м.

К востоку от Хар-Хадского массива расположен самый крупный (более 1 000 км<sup>2</sup>) Хан-Богдинский массив щелочных гранитов, подробно описанный ранее (Коваленко и др., 1971). Он сложен такими же гранитами, что и Хар-Хадский массив. Щелочно-гранитные пегматиты и экериты этого массива содержат до 0,5% редкоземельных элементов, до 0,08% Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, до 3—5% ZrO<sub>2</sub>. Здесь широко развиты разнообразные цирконосиликаты щелочей (эльпидит и др.), танталониобаты и др. Щелочной амфибол гранитов представлен типичным арфведсонитом.

Еще далее к востоку расположен небольшой, слегка вытянутый в широтном направлении Лугингольский массив калиевых нефелиновых сиенитов. Это первый массив в МНР с такими породами. Он расположен на левобережье сухого сайра Лугин-Гол в Южно-Гобийском аймаке и описан ранее (Коваленко и др., 1972). Барун-Богдинский массив (в 60 км к югу от г. Сайн-Шагд), Элесутуинский (в 35 км к западу от сомона Улан-Бадарху) и Дзамынудский (в 15 км к северу от станции Дзамынуд) сложены в основном среднезернистыми арфведсонитовыми и арфведсонит-эгириновыми гранитами. Среди поздних пород этих массивов отмечаются жилы щелочных гранитов, гранофиоров, пегматитов, а в некоторых массивах — лампрофиоров (Барун-Богдинский) и кварцевых порфиров (Элесутуинский). В 1972 г. в пределах Южно-Гобийского пояса нами совместно с Л. П. Зоненшайном и А. В. Гореглядом был обнаружен новый массив, сложенный монзонитами, кварцевыми сиенитами и редкими дайками щелочных гранитов. Он расположен между Хан-Богдинским и Хар-Хадским массивами.

Подводя итоги, следует подчеркнуть, что в отношении магматических (интрузивных) пород своеобразие района определяется в первую очередь наличием щелочных пород, в том числе недосыщенных кремнеземом, которые трудно генетически связать с какими-либо кислыми магмами. Кроме того, отметим наличие в районе многочисленных даек лампрофировых пород, проявляющихся даже в щелочных гранитах, что нетипично для других районов проявления щелочных гранитоидов. На наш взгляд, это своеобразие обусловлено участием в процессе формирования магм (по крайней мере, щелочных пород) базальтоидного материала. Характер магматизма района позволяет предположить, что сиалическая кора в пределах Уланульского блока — малой мощности и прогиб, на породах которого он расположен, — эвгеосинклинальный.

#### Общие закономерности эволюции химического состава пород забайкало-монгольского ареала нижнемезозойских интрузий

Анализ фактического материала по магматизму забайкало-монгольского ареала показывает, что состав интрузивных пород всех отмеченных зон находится в пределах от габбро-диоритов или кварцевых диоритов до лейкократовых гранитов и аляскитов (рис. 8). Намечаются две главные группы ассоциаций изверженных пород. Первая из них включает

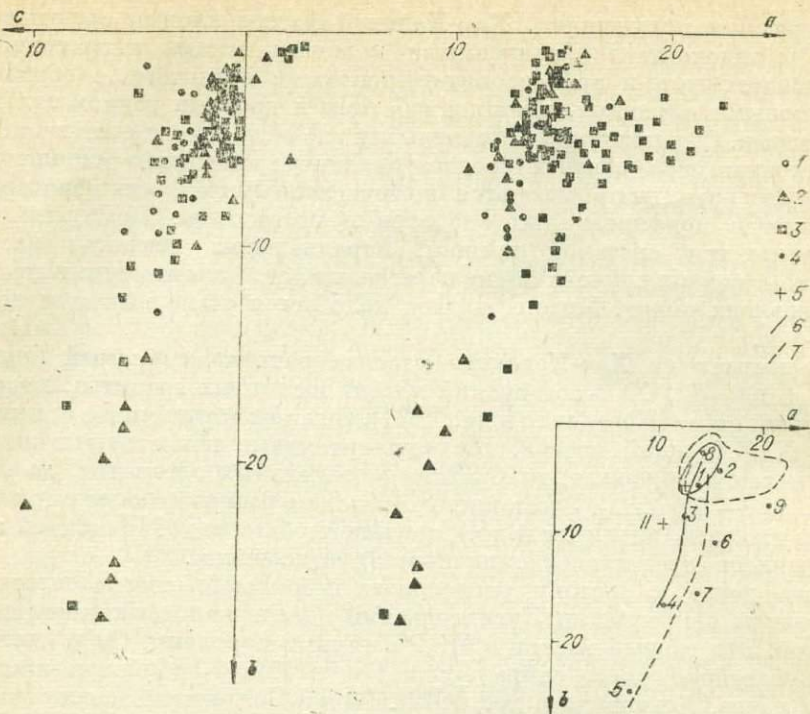


Рис. 8. Петрохимическая диаграмма интрузивных пород забайкало-монгольского ареала магматизма (раннемезозойский цикл). На врезке приведена схема изменения состава пород для внутренней и периферической зон ареала.

1\* — породы внутренней зоны («ядра») ареала; 2 — породы зоны «распыленного магматизма»; 3 — породы периферической зоны; 4 — средние составы пород по Р. Дэли (1 — щелочноземельный гранит, 2 — щелочной гранит, 3 — гранодиорит, 4 — диорит (без кварцевого диорита), 5 — габбро (исключая оливинное габбро), 6 — щелочноземельный рогообманковый сиенит, 7 — монзонит, 8 — аляскит, 9 — щелочной сиенит); 5 — средний состав плутонических пород батолитов Калифорнии (Dickinson, 1970); 6 — линия изменения состава диорит-гранодиорит-гранитной серии пород и контур поля гранитов для внутренней зоны ареала; 7 — то же для периферической зоны.

в себя кварцевые диориты — гранодиориты — граниты с преобладанием гранодиоритов. В резко подчиненном количестве находятся габброиды, которые обычно слагают ксенолиты в гранодиоритах. Последовательность становления таких серий гомодромная. Для рассматриваемой ассоциации характерна зональность интрузий, имеющих диоритовые эндоконтактные зоны и более кислые гранодиоритовые или гранитные центральные. Во внутренней зоне ареала к этой серии можно отнести ранние фазы Бага-Хэнтэйского батолита и массивы кыринского комплекса, в зоне «распыленного магматизма» — полифазные массивы Северо-Западного Хэнтея, во внешней зоне — гранитоиды орхон-селенгинского междуречья, породы кудара-бачурского и аманского комплексов.

Для второй ассоциации характерно резкое преобладание стандартных гранитов. С ними обычно тесно ассоциируют литий-фтористые граниты и аляскиты (в том числе щелочные). Характерная черта серии — отсутствие в ее составе основных пород, а для массивов литий-фтористых и моношпатовых аляскитов — практически полное отсутствие даек лампрофиров. Примерами таких серий пород в центральной зоне могут служить массивы асакан-шумиловского комплекса или поздние фазы Бага-Хэнтэйского плутона, в зоне «распыленного магматизма» — большая часть гранитоидов, во внешней зоне — породы кудунского и малокуналейского комплексов и аналогичные им породы монгольской части ареала.

В районах совместного проявления серий породы второй всегда занимают секущее положение по отношению к первой. В этих случаях они часто объединяются многими исследователями в единые комплексы.

В целом первой серии пород свойственна ассоциация габбро-диоритового и гранодиорит-гранитного (во внешней зоне — монцонитоидного) геохимических типов, а для второй — стандартного и литий-фтористого типов и также агнаитовых гранитов.

Как отмечалось при описании магматических пород ареала, основная черта вещественной зональности магматизма в его пределах — увеличение щелочности пород по мере удаления от центра ареала к его периферии, отчетливо проявляющееся на петрохимической диаграмме (см. рис. 8). Эта тенденция выражается в смещении фигуративных точек состава пород внешней зоны вправо по отношению к точкам состава внутренних зон в проекции  $s - b - a$  и в появлении среди них собственно агнаитового состава. Наиболее четко такое смещение проявлено в области состава пород ( $c$   $b$ ) от 5 до 20, т. е. от диорита до меланократового гранита. «Кислые» породы внешней зоны ( $b < 10$ ) в целом характеризуются и меньшими содержаниями полевошпатовой извести ( $c$ ) по сравнению с породами внутренних зон.

Состав пород зоны «распыленного магматизма» в общем близок по петрохимической щелочности сериям пород зоны внутреннего ядра ареала. Однако уже в них встречаются породы с повышенной щелочностью. От пород ядра они заметно отличаются уменьшением характеристики  $c$  в области состава с  $b < 10$ .

В области состава «кислых» пород, соответствующей стандартным, литий-фтористым гранитам и моношпатовым аляскитам, наблюдается значительно больше рассеивание и перекрытие роев точек состава пород различных зон, чем в области состава основных серий. Однако повышенная щелочность гранитоидов внешней зоны по сравнению с близкими по составу породами внутренних частей ареала легко выявляется при более детальном парагенетическом анализе.

В частности, о повышенной щелочности лейкократовых гранитов периферической зоны, как уже указывалось, можно судить по парагенезису кислого плагиоклаза с магнезиальным биотитом.

Таким образом, петрохимические данные подтверждают справедливость намеченной вещественной зональности ареала и статистический характер границ между его зонами.

#### О связи метасоматических процессов с гранитоидами нижнемезозойского ареала магматизма

Краткая характеристика метасоматических образований, развивающихся в связи с гранитоидами различных геохимических типов в отдельных зонах ареала (табл. 17) показывает, что интрузии конкретных геохимических типов сопровождаются вполне определенной ассоциацией метасоматитов магматической и послемагматических стадий. Например, для гранитоидов гранодиорит-гранитного типа характерны жильные постмагматические проявления и в меньшей степени — грейзенизация и березитизация, для гранитов стандартного типа — грейзенизация и тесно связанное с ней образование кварцевых жил. К отличительным чертам литий-фтористых гранитов необходимо отнести появление в связи с ними альбититов и цвиттеров. Обычная форма постмагматического минералообразования в щелочных и моношпатовых аляскитах — кварцевые жилы и окварцевание.

Принципиальные различия в масштабах и интенсивности проявления процессов отдельных послемагматических стадий, а также геохимической эволюции пород на постмагматическом этапе особенно отчетливо высту-

пают при сопоставлении редкометальных интрузий гранитов стандартного геохимического типа («грейзенизированных») и массивов литий-фтористых («альбитизированных») гранитов (Коваль, 1971, а, б). Эти различия в первую очередь определяются спецификой магматической истории гранитоидов различных геохимических типов.

Очевидны также различия между особенностями проявления метасоматизма и ассоциирующегося с ними оруденения в связи с гранитоидами разных фаций глубинности. Если с массивами стандартного геохимического типа в центральной зоне («ядре») ареала связаны интенсивные процессы метасоматизма магматической стадии (гранитизация) и относительно «угнетенные» проявления послемагматической деятельности (образование кварцевых жил и слабая грейзенизация), то во внешних частях ареала гипабиссальные интрузии сопровождаются ореолами роговиков и нередко грейзенами и кварцевыми жилами с промышленным редкометальным оруденением.

Имеющиеся данные позволяют говорить и о различиях геохимической специфики метасоматических преобразований в массивах одного и того же геохимического типа, находящихся в различных зонах ареала. Так, например, альбитизированные граниты и альбититы массивов литий-фтористых гранитов асакан-шумиловского комплекса («ядро» ареала) принадлежат к мусковитовому парагенетическому типу, а подобные образования биту-джидинского комплекса (периферическая зона ареала) — к биотит-лепидолитовому типу. В соответствии с этим находятся и различия между ними в редкометальной минерализации.

Таким образом, есть все основания полагать, что особенности послемагматических процессов и связанного с ними оруденения в пределах рассматриваемого ареала определяются, в первую очередь, его магматической зональностью. Постановка и дальнейшая разработка этой проблемы имеют важное значение для решения вопросов металлогении ареала.

#### Некоторые вопросы генезиса гранитоидов западной части Монголо-Охотского пояса

При обсуждении генезиса рассмотренных гранитоидов целесообразно выделить вопросы общего характера, объясняющие взаимосвязи важнейших элементов тектоно-магматической зональности ареала, и вопросы регионального характера, учитывающие влияние геологической обстановки конкретных районов на происхождение отдельных комплексов пород.

Как вопросы общего характера мы рассматриваем следующие: 1) причины появления ареала магматизма и интерпретацию генеральной тектоно-магматической зональности; 2) факторы, обуславливающие вещественную зональность ареала магматизма.

Естественно, что кроме причин, вызывающих появление, например, всей зоны пород повышенной щелочности, относящихся к разряду общих генетических проблем, важно знать, почему в отдельных районах преобладают щелочные основные породы, в других — щелочные пересыщенные кремнеземом, в третьих — недосыщенные кремнеземом породы и т. д. Для решения вопросов требуются более детальные исследования конкретных геологических комплексов и отдельных массивов с учетом всей геологической истории развития района. В настоящей статье рассматриваются преимущественно вопросы общего характера, в первую очередь проблемы генетической интерпретации генеральной тектоно-магматической зональности.

На основании анализа тектоно-магматической зональности можно сделать следующие выводы.

1. Закономерная структурно-магматическая зональность, строго подчиненная в своем расположении внутренним частям Тихоокеанского

Характеристика метасоматических образований в связи с гранитоидами нижнемезозойского цикла

Зона ареала	Геохимический тип интрузивных пород	Характеристика интрузий	Метасоматические процессы		Характерная рудная минерализация	Пример (интрузивный комплекс или массив)
			магматической стадии	послемагматических стадий		
1	2	3	4	5	6	7
Внутренняя (зона «багалитового ядра»)	Габбро-диоритовый	Штокообразные массивы площадью до 50 км <sup>2</sup> , ксенолиты в крупных гранитоидных интрузиях		Не изучены	Au(?) Cu—Mo(?)	Ранние фазы кыринского комплекса
	Гранодиорит-гранитный	Мезоабиссальные батолитообразные тела площадью до 1000 км <sup>2</sup>	Слабая мигматизация и гранитизация вмещающих толщ	Эпимагматические процессы перекристаллизации и твердофазовых превращений. Мусковит-кварцевое замещение в пегматитах и слабая площадная грейзенизация Кварцевые жилы	Sn, W (непромышленные проявления) Au, Mo, As (непромышленные проявления)	Бага-хэнтэйский, кыринский комплексы
	Стандартный	Мезоабиссальные «межформационные» интрузии, тесно связанные с батолитообразными массивами гранодиорит-гранитного типа. Небольшие массивы фаз дополнительных интрузий	Слабая мигматизация, гранитизация вмещающих толщ. Ороговикование	Эпимагматические процессы Мусковит-кварцевое замещение и слабая площадная грейзенизация	Sn, W (непромышленные проявления)	Интрузии второй и более поздних фаз бага-хэнтэйского комплекса
	Литий-фтористый	Обычно небольшие гипабиссальные интрузии	Очень слабый экзоконтактовый метаморфизм, грейзеподобные экзоконтактовые изменения («экзогрейзень»)*	Эпимагматические изменения, альбитизация, образование кварцево-калишчатых пегматитов, грейзенизация, цвиттеры **	W, Sn Be, Nb, Ta	Часть интрузий асакан-шумиловского комплекса Часть интрузий асакан-шумиловского комплекса
	Габбро-диоритовый	Небольшие (до 50 км <sup>2</sup> ) штокообразные интрузии	Проявления приконтактовой габброизации	Не изучены	Au(?), Cu—Mo(?)	Тологойский, Чулуту-Ама массивы

1	2	3	4	5	6	7
Зона «расширенного магматизма»	Гранодиорит-гранитный	Гипабиссальные трещинные интрузии площадью до 100 км <sup>2</sup>	Ороговикование	Скарнирование, грейзенизация, кварц-серицитовое замещение, окварцевание, березитизация	Au	Нарын-Тологойский, Сагшингольский, Тологойский массивы
	Стандартный	Разнообразные по размерам (до 1000 км <sup>2</sup> ) гипабиссальные интрузии	Ороговикование, реже экзоконтактовая гранитизация	Скарнирование, эпимагматические изменения, образование двуслюдяных, мусковитовых, хлорит- и турмалиносодержащих гранитов, грейзенизация, серицит-кварцевое замещение, окварцевание	Sn, W, Mo, Be	Модотинский, Цагап-Дабинский, Юдугыинский массивы Онгон-Хайрханский массив
	Литий-фтористый	Небольшие гипабиссальные интрузии	Слабый экзоконтактовый метаморфизм, экзоконтактовые грейзеноподобные образования («экзогрейзены»)*	Эпимагматические изменения, альбитизация, образование кварц-кальциатовых пегматоидов, грейзенизация и цвиттерообразование **	Nb, Ta, Li, Sn, W, Be, Mo	Жапчивланский, Онгошты, Абдарский массивы
Внешняя	Стандартный	Небольшие гипабиссальные и приповерхностные интрузии	Интенсивное ороговикование	Эпимагматические изменения, образование двуслюдяных, мусковитовых, турмалин- и хлоритсодержащих гранитов	Sn, W, Mo, Be	Поздние фазы кудунского комплекса
	Литий-фтористый	Небольшие гипабиссальные и приповерхностные интрузии аляскитовых и «моношатовых» гранитов	Слабый экзоконтактовый метаморфизм, экзоконтактовые грейзеноподобные образования («экзогрейзены»)*	Эпимагматические изменения, микроклиниты, альбитизация, образование кварц-кальциатовых пегматоидов, грейзенизация и цвиттерообразование Окварцевание **	Nb, Ta, Li, Sn, W	Битун-Джидинский, Бага-Газрынский, Бусулу-Чулинский массивы
	Гранитоиды повышенной щелочности	Приповерхностные пласттообразные и трещинные интрузии биотитовых и щелочных аляскитов различной величины (до 1000 км <sup>2</sup> и более)	Слабый экзоконтактовый метаморфизм: фенизация и ороговикование	Эпимагматические изменения, окварцевание, серицитизация, флюоритизация	Be, CaF <sub>2</sub>	Малокундаейский комплекс, Дашибалбарский, Баян-Уланский, Боро-Ундурский массивы

Гипабиссальные трещинные интрузии площадью до 4000 км<sup>2</sup> (характерны для северного крыла зоны)

Слабые изменения типа фенитизации, орото-варцевание

Грейзеннизация, кварц-серицитовое замещение, окварцевание

Mo, W, Au(?)

Интрузии ранних фаз амананского, бичурского, ичегуйского комплексов и тегетуйского комплекса

\* По мнению П. В. Ковалева (1968), эти образования относятся к ранней постмагматической стадии.  
 \*\* По вопросам последовательности формирования и относительной роли магматических явлений в становлении указанных образований мнения авторов статьи расходятся (Ковалев, Знаменский, 1969; Коваленко и др., 1970, и др.).

кольца, занятого эвгеосинклинальными зонами, указывает на то, что развитие мезозойского магматизма континентальных площадей Монголо-Охотского сегмента Восточной Азии тесно связано с событиями, происходящими в эвгеосинклинальных зонах Тихоокеанского кольца. Следовательно, и магматизм, и формирование мезозойских структур можно рассматривать как одно из проявлений геосинклинального процесса. При такой трактовке рассматриваемых мезозойских магматических проявлений представления об автономной активизации теряют смысл. В то же время это согласуется с понятием о структурах ревивации, предложенным М. С. Нагибиной (1963).

2. Весьма важен анализ латеральных рядов структур и зон магматических проявлений по определенным интервалам геологического времени. Такой подход позволяет во многом по-иному осмыслить и металлогению регионов.

3. Рассматриваемая зональность мезозойского магматизма может быть обусловлена различными динамическими явлениями, приводящими к различным глубинам формирования коровых магматических очагов. Так, батолитовые тела, располагающиеся в областях сжатия и утолщения коры, возможно, возникли вследствие плавления вмятых вглубь сиалических корней. Такое переплавление могло вызывать дальнейшее изостатическое сводообразование в зоне батолитов (воздымание за счет увеличения объема и уменьшения плотности расплава по сравнению с твердой породой). В то же время массивы из внешней зоны формировались в более высоких уровнях земной коры (гипабиссальные и приповерхностные).

4. Упомянутые закономерности указывают на единую причину появления всей структурно-тектонической зональности. Выяснить эту причину можно на основе положений глобальной тектоники, в частности предполагая перемещение в горизонтальном направлении отдельных глыб литосферы под воздействием растяжения и новообразования коры в пределах новых эвгеосинклинальных зон (Зоненшайн, 1971). При любой трактовке этой проблемы следует предполагать наличие глубинной тектонической зоны типа современных зон Беньоффа, уходящей наклонно от эвгеосинклиналей под континент.

Подчеркнем, что есть некоторая аналогия в реставрируемой последовательности тектономагматических зон с тектономагматической зональностью, проявляющейся над зонами Беньоффа (в том числе современными) на стыках континентов и океанов.

На поверхности выход таких тектоноферов проектируется в зонах эвгеосинклиналей. Считается, что вдоль поверхности Беньоффа происходит поступление энергии и, возможно, вещества из мантии, которые регулируют наблюдаемую зональность (Зоненшайн и др., 1973). Поскольку поверхность тектонофера, как правило, наклонена в сторону континента, а лежащие выше породы разбиты вертикальными глубинными разломами, естественно, что область разогрева, а также связанные с нею инициаторы метаморфизма и магматизма могут подниматься из нее в значительном удалении от непосредственных зон эвгеосинклиналей. В связи с этим в сторону наклона тектонофера, т. е. на континенте, образуется мощный ареал магматизма и, в частности, гранитообразования. Непосредственно в эвгеосинклинальной зоне отмечаются метаморфические породы низких *T/p* ступеней (глаукофановые сланцы и т. п.), тела ультрабазитов, а также глубоководные океанические осадки.

По мере удаления от эвгеосинклинальной зоны проявляется все более щелочной магматизм. Например, при удалении от современных островных дуг происходит смена примитивного толеитового магматизма щелочноземельным андезитоидным, а того, в свою очередь, — щелочным «шононитовым». В. Диккинсон удалось показать, что существует зависимость содержания калия в изливающихся андезитовых лавах от глубины их зарождения, а также от расстояния от островной дуги (Dickinson, 1970). Показано, что щелочные расплавы либо возникают в наиболее глубинных очагах, либо становятся более щелочными в процессе их движения с больших глубин, чем для нормальных магм.

В наиболее интересном случае, когда тектонофер (или зона Беньоффа) уходит под континент, в пределах последнего В. Диккинсоном описана сложная зональная структура с линейными поясами (параллельными краю континента) метаморфических пород фации зеленых сланцев, серпентинитов и т. п., а ближе к краю континента или непосредственно на нем — пояса высокометаморфизованных сиалических пород, гранодиоритовых батолитов и андезитовых лав. В лавах по мере удаления от края континента возрастает содержание калия. Предполагается, что поток флюидов и усиливающийся тепловой поток, который генерируется в момент, когда океаническая плита погрузилась под континент на глубину не менее 100 км, способствуют возникновению на краю континента или в переходной между континентальной и океанической зоне воздымающегося купола, верхние части которого сложены андезитами и базальтами и над которыми ближе к поверхности подходит фронт метаморфизма высоких ступеней. В пределах этого купола формируются магмы, причем в ранние стадии — в основном габброидного, диоритового и гранодиоритового составов, а по мере поднятия геоизотер и расширения купола в пределы континентальной коры — гранитного. В последних при удалении от эвгеосинклинальной зоны возрастает отношение окиси калия к окиси натрия, а в вулканитах (андезитах, риолитах) толеитовые серии сменяются высокоглиноземистыми, а те, в свою очередь, — щелочными.

В западной части Монголо-Охотского пояса также есть зона гранодиорит-гранитных батолитов, непосредственно примыкающая к амагматичной зоне морского прогиба. Зона батолитов с нередко проявленными высокометаморфизованными осадочными и вулканогенными толщами окаймляется с запада, севера и юга зоной пород повышенной щелочности. Эффузивные проявления меняются в том же направлении от известково-щелочных к щелочным сериям. Своеобразие рассматриваемого случая в том, что зона батолитов здесь ориентирована почти перпендикулярно к простиранию эвгеосинклинальной зоны (см. рис. 2) в отличие от зональности поясов кордильерского типа (Dickinson, 1970), а также в том, что зона батолитов примыкает не непосредственно к эвгеосинклинальной, а к промежуточной зоне прибрежно-морского прогиба, заложенного на континентальной коре.

На наш взгляд, в этом своеобразии отразилось значение поперечного к Тихоокеанскому кольцу Монголо-Охотского линеамента. Предполагается, что этот крупный региональный разлом способствовал не только внедрению морского прогиба далеко в глубь азиатского континента, но и перемещению области воздымания и фронта гранитообразования далеко на запад от зон мезозойских эвгеосинклинальных прогибов. Монголо-Охотский разлом, по-видимому, пронизывающий всю толщу литосферы вместе с континентальной корой, играл роль структуры не только магмоподводящей, и и магмогенерирующей. Он мог быть проводником энергии глубин Земли от тектонофера внутрь континента. Таким образом, предлагаемая гипотеза увязывает возникновение эвгеосинклинальных прогибов, проявление ультраосновного и основного магматизма, натрового («глаукофанового») и калиевого метаморфизма, ареалов гранитоидного внегеосинклинального магматизма с протекающими в мантии Земли процессами, которые образуют океаны и континенты, т. е. управляют важнейшими сторонами жизни планеты и ее эволюцией. Естественно, что в этом аспекте факторы, формирующие непосредственно вещественную магматическую зональность, требуют специального рассмотрения.

Сам факт наличия выдержанных на громадных площадях с гетерогенным геологическим строением зон пород с повышенной (периферическая зона) или нормальной щелочностью (центральная зона) свидетельствует о существовании общей причины, регулирующей щелочность на таких пространствах. Для объяснения этой причины логично привлечь концепцию трансмагматических потоков вещества Д. С. Коржинского (1952, 1972), которую в настоящее время поддерживают крупнейшие советские петрологи и тектонисты (Кузнецов, Яншин, 1968).

Приведенный фактический материал по магматическим породам нижнемезозойского ареала свидетельствует об увеличении щелочности пород и соответственно трансмагматических потоков вещества по мере удаления в глубь континента (от батолитового ядра к периферии ареала). Это можно объяснить, вероятно, различной глубиной генерации трансмагматических потоков и связанных с ними магм в мантии. Такой механизм уже рассматривался на примере континентальных и океанических базальтовых серий (Белоусов, 1968). С точки зрения современных вулканитов связь щелочных магм с глубинами большими, чем для щелочноземельных, доказана прямыми сопоставлениями состава изливающихся лав с глубиной глубокофокусных землетрясений.

В рассматриваемой зональности магматизм различных фаций условной глубинности проявляется в зависимости от положения интрузий в пределах ареала. Наиболее глубинными являются гранодиорит-гранитные батолиты «ядра», которые могли быть близки непосредственно к магматическим очагам (Кузнецов, 1964), а наиболее приповерхностными — гранитоиды периферической зоны, тесно связанные с наземными вулканитами. В этом случае можно было бы предполагать, что в глубинных условиях при возникновении гранитоидных магматических очагов в результате гранитизации вмещающих толщ под воздействием трансмагматических потоков образовались расплавы, соответствующие главным образом породам гранодиорит-гранитного геохимического типа. При перемещении магмы из такого очага в верхние структурные этажи они проявляются в виде гранитоидов, как правило, стандартного геохимического типа. Дифференциация первичного гранодиорит-гранитного расплава, обусловленная в данном случае глубиной формирования массива, имеет тенденцию к образованию тем более кислых и калиевых гранитных расплавов, чем ближе к поверхности происходит формирование исследуемых массивов.

Эту гипотезу удобно рассмотреть в трех аспектах: пути формирования гранодиорит-гранитных батолитов, условия формирования исходной или исходных гранитоидных магм и возможные направления их дифференциации.

В качестве гранитоидных очагов ареала гранитообразования естественно представить, как уже говорилось, батолитовые автохтонные (либо близкие к ним) тела гранодиорит-гранитного геохимического типа. Формирование батолитовых тел, как правило, начинается с образования небольших тел габброидов, которые в пределах рассматриваемых батолитов обычно встречаются в виде ксенолитов в гранодиорит-гранитах. Вслед за формированием габброидов образуется основное тело батолита, сложенное гранодиорит-гранитами. Этот механизм рассмотрен многими исследователями. Большинство из них считает, что гранодиорит-граниты батолитов образуются при воздействии глубинных гранитизирующих потоков на осадочные и метаморфические толщи континентальной коры на глубинах порядка 10—15 км. Среди советских геологов преобладает мнение, что «ни для одного гранитного плутона нельзя доказать подкоровое или мантийное происхождение его магмы» (Кузнецов, Яншин, 1968, с. 68). Эта точка зрения не противоречит имеющимся геологическим данным о положении гранодиорит-гранитных массивов в зоне «ядра». Действительно, по данным А. Д. Канищева и Г. И. Менакера (1971), состав наиболее древних толщ, вмещающих батолиты, близок к среднему составу гранодиорит-кварцевого диорита, как и состав граувакковой харинской толщи Хэнтея. Учитывая усиление степени метаморфизма пород харинской серии, наличие глубокометаморфизованного субстрата под ней, а также большую роль процессов гранитизации при формировании батолитов, авторы в настоящее время отдают предпочтение гипотезе формирования гранодиорит-гранитов в результате гранитизации и частичного палингенеза вмещающих их толщ.

Однако следует отметить, что эта гипотеза не объясняет всех имеющихся фактов. Например, с этой позиции нелегко объяснить довольно выдержанный состав гранодиоритов Бага-Хэнтейского массива, редкость в них реликтов вмещающих пород и обилие в то же время ксенолитов габброидов, отсутствующих среди вмещающих пород. Гипотеза подвергается серьезной критике и с общих петрологических, геофизических и геохимических позиций. Например, предполагается комагматичность пород батолитов с андезитоидными сериями островных дуг, причем батолиты в этом случае являются «корнями» андезитовых поясов. Такое предположение высказано в отношении мезозойских батолитов и андезитов Кордильер (Dickinson, 1970). Оно обосновывается сравнением общего и редкоэлементного вещественного состава пород батолитов и андезитовых серий, изотопным составом стронция, линейным распределением калий-аргоновых изохрон в пределах батолитов, сравнением состава вмещающих батолиты граувакковых толщ с андезитами и общим анализом геологической истории развития Кордильер (Dickinson, 1972). Предполагается, что источник магм пород батолитов и андезитовых серий островных дуг находится в мантии. Этим объясняется, в частности, установленная для Курило-Камчатской дуги независимость состава андезито-дацитовых магм от состава коры, а также сходство химического состава гранодиоритовых батолитов в различных регионах земного шара (Сьерра-Невада, Калифорния, Монголия, Забайкалье и др., см. рис. 8). Наконец, появляются первые данные, например по Алтаю, о том, что связь состава пород батолитов с составом вмещающих толщ не такая тесная и генетически однозначная (Алабина и др., 1972).

Эти соображения требуют дальнейших более детальных исследований батолитов северо-восточного ареала. Но даже если гипотеза мантийного происхождения магм батолитов подтвердится для рассматриваемого региона, дальнейшая их дифференциация должна быть такой, как рассмотрено выше.

Действительно, главная особенность батолитов — это наличие в них ряда признаков автохтонности. Даже если их магмы образовались при частичном плавлении мантии в присутствии воды (Kushira e. a., 1968)

как наиболее низкоплавкие в тех условиях, то на рассматриваемом эрозийном уровне они явно «застряли», возможно, в силу малой разницы плотности между их расплавами и сиалическими породами коры. «Застряв», они по всем геологическим признакам своих массивов стали частично разрастаться за счет вмещающих пород, несомненно, с участием потоков трансмагматических растворов. По-видимому, и в этом случае неспособность (или крайне ограниченная способность) к интрузивному перемещению таких очагов — их важнейшая особенность, сближающая обе рассмотренные гипотезы формирования батолитов.

Следует также отметить, что мантийным источником магм гранодиоритовых пород соответствуют средние и даже основные породы повышенной щелочности периферической зоны ареала (амананский комплекс). Повышенная щелочность характерна и для других пород этой зоны, что может быть связано, как уже говорилось, с большей глубиной зарождения трансмагматических потоков и связанных с ними магм. Для основных пород, например амананского комплекса, этот процесс происходил, видимо, уже в мантии.

Рассмотрим проблему генезиса собственно гранитных пород ареала. В отличие от гранодиорит-гранитных батолитов неперемещенной или ограниченно перемещенной мезоабиссальной фации массивы гранитов стандартного геохимического типа формируются из магмы, способной к перемещению в пространстве. Поскольку процесс гранитизации \* любых пород в условиях континентальной коры (давление до 10 кб) имеет тенденцию к образованию пород гранитного состава, расплавы-минимум которых по составу соответствуют стандартным гранитам, то именно из них, по-видимому, это граниты и формировались. Если процесс гранитизации вмещающих толщ не дошел до стадии появления расплаво-минимум в объемах, достаточных для интрузий, мы имеем дело с батолитами гранодиорит-гранитного геохимического типа. Если же способные к инъекции расплавы сформировались, то они должны покинуть глубинный очаг хотя бы в силу эффекта уменьшения плотности расплаво-минимум по сравнению с твердыми породами и их можно наблюдать в относительно более высоких структурных этажах. Такое представление не противоречит имеющимся геологическим фактам и удовлетворительно объясняет наличие в периферической зоне и вокруг глубинных гранодиорит-гранитных батолитов зоны гипабиссальных и приповерхностных массивов, в которой преобладают граниты стандартного геохимического типа. С этой точки зрения гранодиорит-гранитные батолиты и гипабиссальные граниты стандартного типа есть проявления единого процесса гранитизации и магматического замещения осадочно-метаморфических толщ, при котором до стадии появления подвижных расплаво-минимум формируются батолитовые тела гранодиорит-гранитов, частично унаследовавшие состав вмещающих толщ, а при появлении подвижных гранитных магм (более кислых и калиевых) происходит их интрузия в верхние структурные ярусы и формирование гранитов в гипабиссальных и приповерхностных условиях.

Здесь, по-видимому, уместно отметить, что нередко магматические очаги (батолиты) приурочены к древним метаморфическим, часто гнейсовым породам. Возможно, последние наиболее «удобны», т. е. геохимически подготовлены к появлению в них гранитоидных очагов. Здесь могут сыграть роль так называемые «гнейсовые купола», в которых иногда появляются разрастающиеся гранитоидные очаги (Летников, 1972). Естественно, что в зависимости от состава гранитизированного субстрата до

\* При дальнейшем рассмотрении эволюции гранитоидов мы исходим из гипотезы формирования батолитов в результате гранитизации и частичного палингенеза вмещающих пород. Она правомерна также в том случае, если предположить, что магма батолитов внедрилась из мантии, а здесь «застряла» с постепенным разрастанием новой магматической камеры вследствие гранитизации вмещающих пород.

появления подвижных расплавов могут возникнуть батолиты как гранитного, так и более сложного комплексного состава (Кузнецов, 1964), но подвижные перемещенные гранитные расплавы должны быть более выдержанного и независимого от состава вмещающих пород строения, отвечающего в первую очередь минимуму выпадения в гранитной системе, что как раз характерно для гранитов стандартного геохимического типа. Таким образом, согласно данной гипотезе родоначальной собственно гранитной магмой для мезозойских гранитоидов принимается анатектическая магма стандартных гранитов.

Как было показано для ряда районов МНР, гранитоиды стандартного геохимического типа характеризуются в среднем кларковым содержанием большей части редких элементов при несколько повышенном по сравнению с кларком в гранитах содержанием рубидия. В то же время для всевозможных мигматитов, являющихся, как известно, моделью возникновения палингенных гранитных расплавов, установлен довольно низкий уровень содержания ряда литофильных редких элементов (Петрова, Пожарицкая, 1971), хотя, конечно, «гранитофильные» и «гранитофобные» элементы при гранитизации ведут себя принципиально по-разному (Менерт, 1971). Поэтому важно сравнить распределение характерных редких элементов в стандартных гранитах, которые мы склонны рассматривать как первичные палингенные гранитные расплавы, с распределением, например, в мигматитах.

Гистограммы частот встречаемости массивов стандартных гранитов с различным средним содержанием рубидия, лития и стронция в более чем семидесяти массивах стандартных гранитоидов МНР (рис. 9) имеют асимметричный характер. Достаточно часто встречаются массивы с низким содержанием рубидия (90—150 г/т) и особенно лития (0—20 г/т), что характерно для мигматитовых образований (Петрова, Пожарицкая, 1971). Следовательно, можно полагать, что при образовании, по крайней мере, определенной части массивов стандартных гранитов большую роль могли играть процессы, аналогичные анатексису и мигматизации. Следует подчеркнуть, что для этих гистограмм использовано среднее содержание лития и рубидия только для пород главных интрузивных фаз массивов, для которых в целом намечается прямая корреляционная связь содержания рубидия и лития. Это замечание важно в связи с возможной ролью дегазации гранитных магм в определенных условиях.

Редкие щелочи и особенно литий в своей геохимической истории тесно связаны с режимом летучих компонентов и в первую очередь с режимом фтора (Таусон и др., 1970). Поэтому не исключено, что низкое содержание лития в некоторых массивах стандартных гранитов может быть обусловлено не уровнем его содержания в исходных палингенных расплавах, а их дегазацией. По-видимому, такое явление наблюдается для некоторых поздних жильных гранитов и аплитов во многих массивах МНР, для которых характерно постоянное или уменьшенное содержание лития. Однако содержание рубидия в них все равно повышается, что подчеркивает поздний характер жильных гранитных пород. Если бы с этим явлением были связаны низкие концентрации лития во многих масси-

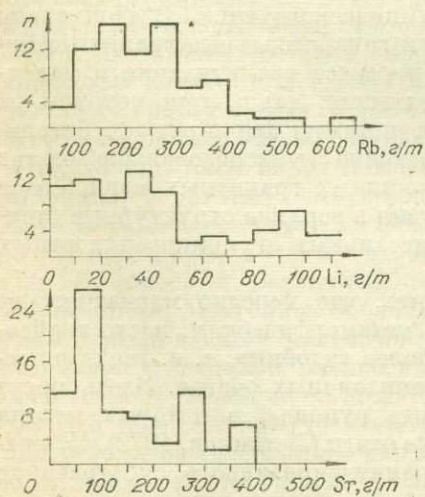


Рис. 9. Гистограммы распределения средних содержаний рубидия, лития и стронция в массивах гранитоидов стандартного типа.  $n$  — число проб.

вах стандартных гранитов, то отсутствовала бы прямая корреляция в этих породах содержания рубидия и лития.

Сходная картина отмечается и для распределения стронция, но с некоторыми особенностями, заключающимися, в первую очередь, в разном исходном содержании стронция в первичных расплавах. Известно, что количество стронция в магматических породах сильно зависит от степени фракционирования первичного расплава (Noble, Hafty, Hedge, 1969; Коваленко и др., 1971). Этот факт подтверждается и данными по стандартным гранитам МНР (рис. 10), согласно которым содержание стронция в поздних породах комагматических серий, как правило, понижается. Если принять, что массивы с относительно низким содержанием рубидия и лития являются первично палингенными, то следует признать в них довольно большое колебание содержания стронция (см. рис. 10).

Имеющиеся геохимические данные подтверждают предположение о разнообразии степени дифференцированности массивов стандартных гранитов МНР наличием широкого спектра средних содержаний рубидия, лития и стронция, а также их вполне закономерной связью между собой. Характерно, что есть все промежуточные различия между стандартными и литий-фтористыми гранитами (см. рис. 9), причем тенденция в корреляции рубидия и лития по всей совокупности массивов стандартных гранитов в основном сохраняется такой же, как и в литий-фтористых гранитах (Коваленко и др., 1971). Можно считать, что литий-фтористые граниты — наиболее поздние остаточные дифференциаты магмы стандартных гранитов. Все разнообразие массивов стандартных гранитов также формируется в соответствии с этой тенденцией, т. е. в результате дифференциации первичной магмы гранитов в момент от ее возникновения до появления в данной камере. Эта гипотеза хорошо подтверждается пространственной приуроченностью массивов литий-фтористых гранитов к зоне наиболее широкого развития массивов стандартных гранитов (см. рис. 5). Однако следует отметить, что этот процесс, отличающийся, как правило, от дифференциации магмы с образованием обычных жильных гранитов и аплитов, характерен больше для глубинных камер, хотя случаи сходной дифференциации иногда отмечались и для массивов (Улан-Баторский, Хоцутулинский и др.). В соответствии с предлагаемой гипотезой количество массивов стандартных гранитов с повышенным содержанием лития и рубидия, а тем более массивов литий-фтористых гранитов прогрессивно падает по отношению к общему числу массивов стандартных гранитов.

Именно таким образом мы объясняем зональное распределение мезоабиссальных батолитов гранодиорит-гранитного типа и окружающей их зоны гипабиссальных массивов стандартных и реже литий-фтористых гранитов. Естественно, нельзя исключить и возможность закономерного изменения состава палингенных гранитоидных очагов при удалении их от «зоны батолитов». По крайней мере, появление зон «распыленного гранитоидного магматизма» свидетельствует о затухании в этом направлении процессов гранитного магмообразования, о большей разобщенности очагов и, по-видимому, об уменьшении их размеров. Не исключено, что и состав таких менее развитых гранитоидных очагов может быть несколько другим, не говоря уже о влиянии на него состава гранитизированных толщ субстрата.

Как уже указывалось, самая периферическая зона тектоно-магматической зональности ареала характеризуется наличием интрузивных и эффузивных пород повышенной щелочности. Поскольку здесь есть гранитоидные, сиенитовые, нефелинсодержащие и основные породы, трудно допустить, что для них существует какой-то один механизм образования. Вероятно, их магмы сформировались в разных физико-химических условиях. Например, магмы гранитных пород повышенной щелочности (комплекс, массивы центральной полосы МНР и др.) образовались, видимо,

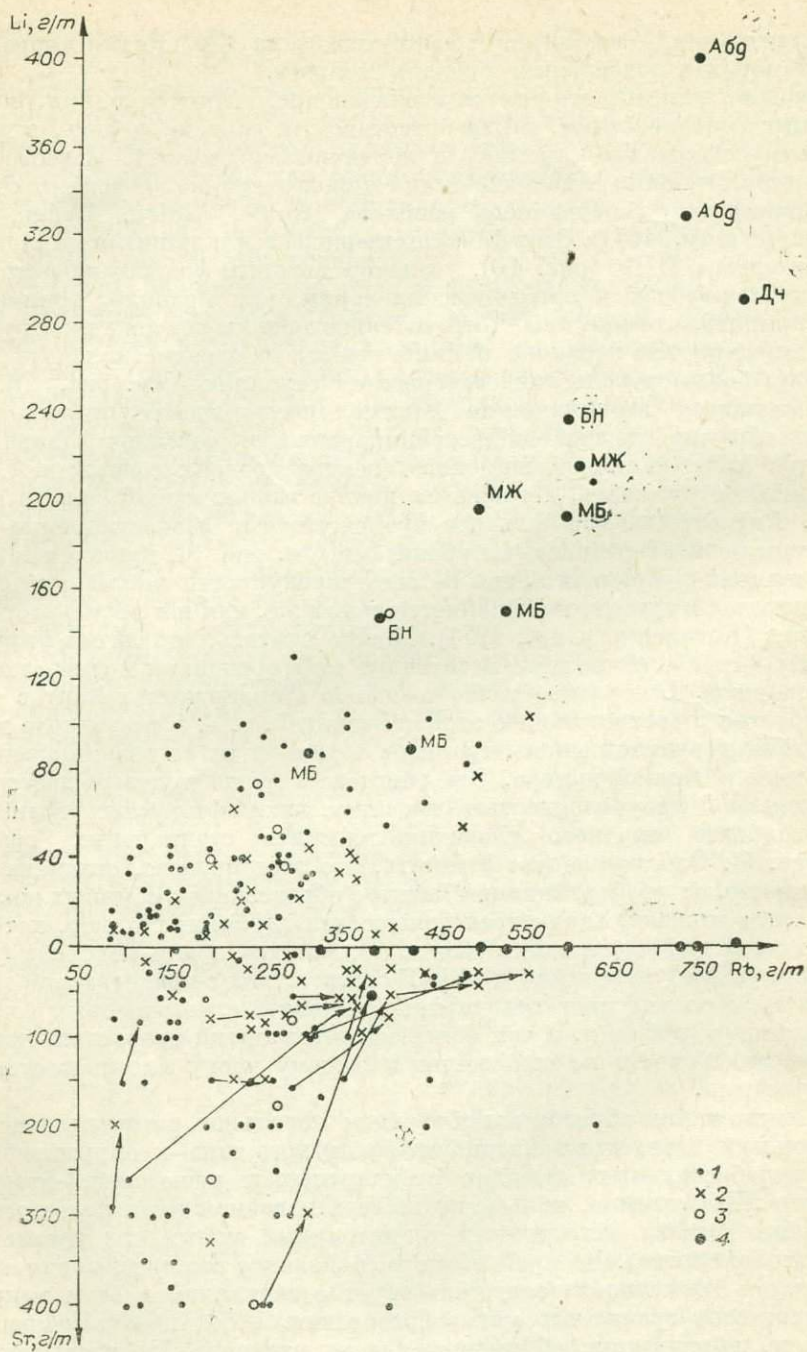


Рис. 10. Корреляция средних содержаний лития, рубидия и стронция в массивах стандартных и литий-фтористых гранитов.

Средние содержания элементов в породах: 1 — главных фаз массивов стандартных гранитов, 2, 3 — в гранитах дополнительных и жильных фаз, 4 — в литий-фтористых гранитах. Стрелками показано изменение содержаний элементов при становлении массивов. Массивы: Абд — Абдарский, Дч, МЖ — Жанчивланский, БН — Бага-Газрынский, МБ — Барун-Цогтнийский.

в сиалической коре. В то же время кажется правдоподобным предположение о мантийном источнике магм основных и средних пород повышенной щелочности (амананский, гегетуйский комплексы, массивы междуречья Орхона и Селенги). Очень возможно, что фактором, поддерживающим повышенную щелочность в таких разных по генезису магмах, являются потоки трансмагматических растворов, зарождающиеся на больших глубинах, чем для центральной зоны щелочноземельного магматизма.

Об этом же свидетельствует пространственная связь гранитоидных пород повышенной щелочности с вулканитами, среди которых есть и базальты. Для базальтов общепринято мантийное происхождение. Следовательно, существовали единые пути проникновения, а значит, и связи (вероятнее всего, через упомянутые потоки трансмагматических растворов) мантийных магм и коровых гранитоидных магм. Те и другие в данной зоне — повышенной щелочности.

Воздействие потоков повышенной щелочности не было непрерывным на площади периферической зоны. Судя по наличию гранитоидов нормальной щелочности, оно было дискретным. Возможно, в этом проявилось неоднородное буфферующее воздействие на такие потоки кислых пород континентальной коры. Но все же подчеркнем, что даже для массивов стандартных гранитов в этой зоне часто проявляются признаки повышенной щелочности (например, повышенная магнезиальность биотитов) (Коваль и др., 1972; Таусон и др., 1972). Покажем, что сама геологическая обстановка формирования магматических пород в данной зоне также способствует их повышенной щелочности. Так, одна из важнейших геологических особенностей магматических пород данной зоны — тесная связь интрузивных пород с вулканитами — дает основание предполагать хотя бы периодическую связь магматических камер с поверхностью Земли. Следовательно, при их формировании большое значение могли иметь процессы дегазации магмы, причем не только отделение летучих компонентов от расплавов, но и миграция их из одной части магматической камеры в другую. Это явление подробно описано для дайки онгонитов (Коваленко, 1972).

Дегазация расплавов может приводить к разным следствиям в зависимости от состава расплавов и условий процесса. Очевидно, одним из проявлений дегазации может служить формирование обычных аплитов, которые, скорее всего, формируются из дегазированного «пегматитового» расплава (Заварицкий, 1950). В аплитах, как правило, уменьшаются или остаются постоянными содержания лития, фтора и некоторых редких элементов, что, видимо, связано с дегазацией их магмы, в то время как содержания рубидия и стронция, определяющие в основном степень фракционирования магм, соответственно возрастают и уменьшаются. Как известно, аплиты в петрографическом и петрохимическом отношениях нередко являются двущатовыми и резко лейкократовыми породами, весьма близкими к стандартным гранитам многих массивов южного крыла внешней зоны ареала.

Дегазация литий-фтористых гранитных расплавов, судя по онгонитам (Коваленко и др., 1971; Коваленко, 1972), приводит к нескольким другим явлениям. Известно, что альбит-лепидолитовые граниты или онгониты, являющиеся конечными дифференциатами массивов литий-фтористых гранитов, по составу приближаются к граносиенитам (Коваленко и др., 1971). Кристаллизация такого дегазированного «граносиенитового» расплава осуществляется в условиях расширенного поля щелочных полевых шпатов, т. е. с образованием пород, характеризующихся пониженным содержанием кварца. При полной потере фтора, например, тот же онгонитовый расплав должен дать граносиенит либо целый комплекс пород как с сиенитами, так и с гранитами. Рассматривая всю серию дифференциатов литий-фтористых гранитов (от аляскитов до альбит-лепидолито-

вых гранитов), следует учесть возможность образования гаммы дегазированных магм от граносиенитового состава до аляскитового.

С другой стороны, потеря летучих магмой должна повышать температуру ее кристаллизации, в связи с чем из малокальциевых гранитов литий-фтористого типа кристаллизуются преимущественно моношатовые породы. Таким образом, дегазация расплавов литий-фтористых гранитов или понижение активности в них летучих кислотных компонентов равносильны повышению их щелочности, что способствует образованию граносиенитов, щелочных гранитоидов и моношатовых гранитов, столь характерных для внешнего обрамления северо-восточного ареала мезозойских гранитоидов. Предполагаемая при такой трактовке генетическая связь щелочных гранитоидов с литий-фтористыми подтверждается аномально низким содержанием стронция и бария в щелочных гранитах (Дашибалбарский, Баян-Уланский массивы и др.), а также пространственной близостью рассматриваемых гранитов и наличием всех промежуточных между ними разностей в пределах Баян-Уланского массива. Понижение содержания многих редких элементов в этих тесно связанных с эффузивами породах подтверждает вероятность дегазированного характера расплава, из которого они кристаллизовались.

Кроме магм литий-фтористых гранитов, видимо, дегазации могли подвергаться и расплавы стандартных гранитов. В этом случае состав эвтектического гранитного расплава может приближаться к граносиениту (при давлении воды, несколько большем 5 кбар). Дегазация таких расплавов, возможно, тоже могла привести к появлению щелочных пород. Не исключено, что таким образом могли образоваться некоторые граносиениты, щелочные и моношатовые граниты с кларковым содержанием стронция в пределах внешней зоны.

Конечно, рассмотренный механизм касается исключительно гранитоидов и не может быть принят для всей периферической зоны. Остается совершенно необходимым предположение о глубинных потоках растворов повышенной щелочности, с участием которых генерируются магмы разного состава. В целом интрузивные породы внешней зоны имеют различное происхождение. Для генезиса таких пород, по-видимому, большое значение имели глубинные расколы от мантии до поверхности, которые могли быть проводниками мантийных щелочно-базальтоидных магм, трансмагматических растворов повышенной щелочности. Они могли быть и причиной дегазации гранитоидных расплавов.

Предложенные схемы происхождения гранитов позволяют высказать общие соображения о положении редкометального оруденения в эволюции магматических пород ареала. Как уже отмечалось (Коваленко и др., 1971, 1972), оруденение, связанное с литий-фтористыми гранитами, очевидно, имеет типично магматический гранитный источник. Оно появляется в результате накопления ряда редких элементов (лития, олова, тантала, бериллия, цезия) с фтором в остаточных магмах, формирующихся при длительной магматической дифференциации исходного палингенного гранитного расплава. В этом смысле оно является аналогом пегматитового оруденения, хотя может проявляться в совершенно доугих рудных формациях: грейзеновой, кварцево-жильной, цвиттеровой, альбитовой, микроклинитовой и даже скарновой. Процесс формирования рудоносных расплавов, флюидов и растворов представляется вполне естественным и наглядным даже при самом упрощенном его рассмотрении: оруденение появляется в наиболее глубоко дифференцированных остаточных гранитных магмах.

В то же время оловянное и особенно вольфрамное оруденение связано со стандартными гранитами (Их-Хайрханское, Онгон-Хайрханское Модотинское и другие месторождения), для которых, судя по геохимическим данным, нет оснований предполагать остаточный характер исход-

ной магмы. Мы не имеем возможности рассмотреть механизм формирования рудоносных флюидов в этом случае, поскольку до сих пор не ясны многие общие вопросы геохимии вольфрама, но не исключено, что рудоносные флюиды формировались не на месте кристаллизации гранитоидов в теле массива, а на более глубоких горизонтах, возможно, при парагенетической связи магмы и рудоносного флюида. Характерно, что для многих таких месторождений устанавливаются многочисленные дайки лампрофиров и диабазов, указывающие, по мнению Ю. А. Кузнецова (1964), на перемещение очага плавления в самые нижние горизонты земной коры (базальтовый слой) или даже в мантию. Это свидетельствует, по крайней мере, о длительной связи вещества массива с глубинами Земли, где возникли сами гранитные и другие расплавы.

Массивы литий-фтористых гранитов практически лишены поздних лампрофиров, что говорит о полной потере ими связи с нижними горизонтами коры и об относительной независимости процессов внутри магматической камеры от процессов в подкоровом веществе. В отличие от этого, может быть, есть и глубинные (подкоровые) источники рудного вещества. Не случайно все чаще высказывается мнение о связи некоторых вольфрамовых и оловянных месторождений непосредственно с мантией (Барсуков, Дмитриев, 1972). Но в этом случае нельзя исключать и более простые предположения, например, о формировании рудоносных остаточных расплавов и флюидов в более глубоких горизонтах той же магматической камеры, не выведенных на современную эрозионную поверхность.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренный материал, по-видимому, — одна из первых попыток описания и анализа всего раннемезозойского магматизма Монголо-Охотского пояса с позиций «новой глобальной тектоники». Многие проблемы, затронутые в статье, скорее поставлены, чем решены. В этом направлении необходимы дальнейшие как региональные, так и детальные геологические и геохимические исследования.

Однако факт наличия тектоно-магматической зональности в пределах Монголо-Охотского пояса позволил установить взаимосвязь различных интрузивных и эффузивных пород на громадной территории, сочетание их с наиболее крупными тектоническими структурами и показать правомерность ее интерпретации с позиций «новой глобальной тектоники».

С этой точки зрения, как представляется авторам, понятно в целом (конечно, не в частностях), в каких генетических соотношениях находятся процессы формирования эвгеосинклинальных зон, гранодиоритовых батолитов, метаморфических пород, рудоносных стандартных и литий-фтористых гранитов, пород повышенной щелочности и каков генетический смысл процессов активизации или ревивации. Крайне важно в практическом отношении, что в рассмотренной тектоно-магматической зональности строго закономерное положение занимают различные металлогенетические пояса.

Авторы с благодарностью отмечают, что различные вопросы, затронутые в настоящей статье, обсуждались с академиками А. Л. Яншиным, В. А. Кузнецовым, чл.-корр. АН СССР И. В. Лучицким и другими ведущими учеными Советско-Монгольской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР, которым авторы выражают свою глубокую благодарность. Авторы признательны также начальнику экспедиции Н. С. Зайцеву и чл.-корр. АН СССР Л. В. Таусону за постоянную поддержку.

Авторы не имели бы возможности написать статью без постоянного научного контакта с Л. П. Зоненшайном, М. С. Нагибиной и А. Я. Салтыковским.

## ЛИТЕРАТУРА

- Алабина А. А., Арнаутов Н. В., Зеркалова М. П., Слободской Р. Н.* Соотношение между химическим составом вмещающих пород и гранитоидных батолитов Алтая.— «Докл. АН СССР», 1972, т. 203, № 3, с. 667—670.
- Афанасьев Л. М.* О металлогенической специализации мезозойских гранитов бассейна р. Дзиды (Бурятская АССР).— В кн.: Металлогеническая специализация магматических комплексов. М., «Недра», 1964, с. 283—298.
- Барсуков В. Л., Дмитриев Л. В.* О верхней мантии Земли как возможном источнике рудного вещества.— «Геохимия», 1972, № 12, с. 1515—1542.
- Бобров В. А., Полевая Н. И., Спрингсон В. И.* Предварительные данные в возрасте некоторых магматогенных пород восточных районов Монгольской Народной Республики.— В кн.: Труды X сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геол. формаций (14—18 июня 1960). М.— Л., Изд-во АН СССР, 1961, с. 256—268.
- Борзаковский Ю. А., Хасин Р. А. и др.* К тектонике монгольских герцинид.— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1967, № 42, вып. 2, с. 7—21.
- Брандт С. Б., Смирнов В. Н., Коваленко В. И., Кузьмин М. И.* Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста.— В кн.: Тез. докл. XVI сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геол. формаций. М., 1969, с. 42—44.
- Брандт С. Б. и др.* О мезозойской щелочно-гранитной вулканоплутоновой формации Восточной Монголии на примере Дашибалбарского массива.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1970, № 11, с. 27—33.
- Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса.* Под ред. А. И. Красного. М., «Недра», 1966. 517 с.
- Геологическое строение СССР. Т. III. Магматизм.* М., «Недра», 1968. 640 с.
- Геологическая карта МНР масштаба 1 : 1 500 000.* Под ред. Н. А. Маринова и Р. А. Хасина. М., 1967.
- Горжеский Д. И., Фогельман Н. А. и др.* Геология и закономерности размещения эндогенных месторождений Забайкалья. М., «Недра», 1970. 232 с.
- Дворкин-Самарский В. А., Тузовик Г. И.* О возрасте магматических формаций Саяно-Байкальской горной области.— В кн.: Магматические формации Бурятии и связанные с ними полезные ископаемые. Улан-Удэ, 1966, с. 16—28.
- Заварицкий А. Н.* Граниты и аплиты.— «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1950, ч. 79, вып. 2, с. 81—85.
- Зоненшайн Л. П., Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Антипин В. С., Ковиль П. В., Салтыковский А. Я., Цыпиков Ю. П.* Структурно-магматическая зональность и металлогения Монголо-Охотского пояса и всей западной части Тихоокеанского кольца.— В кн.: Ежегодник-1972 СибГЕОХИ. Иркутск, 1973, с. 103—108.
- Казичин Ю. В. и др.* Мезозойские металлогенные интрузии Шилка-Олекминского района (Северо-Восточное Забайкалье). М., «Недра», 1967. 184 с.
- Канищев А. Д., Менакер Г. И.* Химическое строение земной коры Центрального и Восточного Забайкалья.— «Геохимия», 1971, № 1, с. 3—17.
- Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Горегляд А. В.* Южно-Гобийский пояс щелочных пород с редкометальной минерализацией в Монгольской Народной Республике.— В кн.: Ежегодник-1970 СибГЕОХИ. Иркутск, 1971, с. 72—76.
- Коваленко В. И. и др.* Редкометальные гранитоиды Монголии (петрология, распределение редких элементов и генезис). М., «Наука», 1971. 230 с.
- Коваленко В. И.* Физико-химические условия формирования редкометальных гранитоидов в гипабиссальных условиях (общие принципы генетической модели).— В кн.: Ежегодник-1970 СибГЕОХИ. Иркутск, 1971, с. 65—71.
- Коваленко В. И. и др.* Первая находка псевдолейцитовых щелочных пород МНР и их ассоциация с редкометальными щелочными гранитами.— В кн.: Ежегодник-1971 СибГЕОХИ. Иркутск, 1972, с. 58—62.
- Коваль П. В.* О двух типах грейзенов, связанных с массивами альбитизированных гранитов (апогранитов).— «Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья», Чита, 1968, вып. 4, с. 167—172.
- Коваль П. В.* Геохимия высокотемпературных послемагматических процессов в гранитах.— В кн.: Тез. докл. Междунар. геохим. конгр. Т. II. М., 1971а, с. 568—570.
- Коваль П. В.* Геохимия альбитизированных гранитов Восточного Забайкалья.— В кн.: Ежегодник-1970 СибГЕОХИ. Иркутск, 1971б, с. 81—87.
- Коваль П. В., Знаменский Е. Б.* Последовательность метасоматических процессов на месторождениях альбитизированных гранитов Забайкалья.— «Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья», Чита, 1969, ч. 1, вып. 6, с. 166—171.
- Коваль П. В., Знаменский Е. Б., Смирнов В. Н., Гехт Р. С., Волкова Н. В., Брандт С. Б.* Об абсолютном возрасте альбитизированных гранитов Восточного Забайкалья.— «Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья», Чита, 1969, ч. 1, вып. 6, с. 116—121.
- Коваль П. В. и др.* Состав биотитов гранитоидов Восточного Забайкалья.— «Геохимия», 1972а, № 8, с. 1174—1177.
- Коваль П. В. и др.* Минеральные парагенезисы, состав и номенклатура слюд редко-

металлических альбитсодержащих гранитоидов.— «Докл. АН СССР», 1972б, т. 202, № 5, с. 1174—1177.

*Комаров Ю. В.* Мезозойский внегеосинклинальный магматизм Западного Забайкалья. Автореф. докт. дисс. Иркутск, 1970. 37 с.

*Комаров Ю. В., Хренов П. П.* О типе развития мезозойских континентальных тектонических структур Восточной Азии.— В кн.: Тез. докл. совещ. по проблемам тектоники. М., «Наука», 1962, с. 145—148.

*Коржинский Д. С.* Гранитизация как магматическое замещение.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1952, № 2, с. 56—69.

*Коржинский Д. С.* Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М., Изд-во АН СССР, 1957. 184 с.

*Коржинский Д. С.* Потоки растворов и процессы гранитизации.— В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. Ч. 1. М., «Наука», 1972, с. 144—153.

*Косалс Я. А.* О молодых (позднегерцинских *P-T*) гранитных интрузиях хребтов Хангар-Ул и Хамар-Дабан.— В кн.: Минералого-петрографические очерки Забайкалья. Улан-Удэ, 1968, с. 56—59.

*Косалс Я. А., Мазуров М. П.* Поведение молибдена, вольфрама, олова, ниобия и тантала в процессе становления Биту-Джидинского гранитного массива (Юго-Западное Прибайкалье).— «Геохимия», 1970, № 6, с. 731—741.

*Кузнецов Ю. А.* Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964. 387 с.

*Кузнецов Ю. А., Яншин А. Л.* Общие структурные закономерности и проявления гранитоидного магматизма.— В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., «Наука», 1968, с. 65—77.

*Кузьмин М. И.* Геохимические типы мезозойских гранитоидов западной части Монголо-Охотского пояса.— В кн.: Тез. докл. Междунар. геохим. конгр. (20—25 июля 1971). М., 1971, с. 648—650.

*Летников Ф. А.* Гранитоиды глыбовых областей. Автореф. докт. дисс. Иркутск, 1972. 73 с.

*Менерт К.* Мигматиты и происхождение гранитов. М., «Мир», 1971. 328 с.

*Михайлов Э. В.* Интрузивные комплексы Северо-Восточной Монголии.— В кн.: Магматизм и металлогения Монгольской Народной Республики. М., «Наука», 1971, 1971, с. 60—71.

*Мизно Н. П.* Раннемезозойские интрузивные комплексы Юго-Западного Забайкалья.— В кн.: Магматические формации Бурятии и связанные с ними полезные ископаемые. Улан-Удэ, 1966, с. 47—67.

*Нагибина М. С.* Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963. 462 с.

*Нагибина М. С.* Мезозойские структуры Восточной Монголии.— В кн.: Тектоника мезозойского орогенного пояса Центральной Азии. Новосибирск, «Наука», 1973, с. 169—174.

*Налетов П. И.* Интрузивные горные породы центральной части Бурятской АССР. М., Госгеолтехиздат, 1962. 150 с.

*Петрова З. И., Пожарицкая Л. К.* Геохимия процесса ультраметаморфизма и флюгипшообразования в основных кристаллических сланцах Алдана.— В кн.: Ежегодник-1970 СибГЕОХИ. Иркутск, 1971, с. 170—187.

*Полевая Н. И., Тизомиров Н. И.* Возраст некоторых интрузивных комплексов Забайкалья по геологическим и радиологическим данным.— В кн.: Материалы по петрологии гранитоидов Забайкалья. М., Госгеолтехиздат, 1962, с. 7—15.

*Синица С. М.* Цаган-Олуевский окаймленный купол и роль метаморфизма в его формировании (Восточное Забайкалье). Автореф. канд. дисс. Владивосток, 1970. 20 с.

*Смолянский Е. Н., Гончар Г. А., Мордвин А. Г.* О строении Биту-Джидинского массива мезозойских гранитоидов (бассейн р. Джиды).— «Труды Иркутск. политехн. ин-та», 1960, вып. 30, с. 61—74.

*Соловьев В. А.* Основные черты мезозойской тектоники Прибайкалья и Забайкалья. М., «Наука», 1968. 127 с.

*Старченко В. В.* Геолого-тектонический очерк Центрального Забайкалья.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. 1. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1962, с. 61—80.

*Старченко В. В.* Геология юрских вулканоплутонических формаций юго-восточной части Центрального Забайкалья и основные черты их металлогении. Автореф. канд. дисс. Чита, 1968. 24 с.

*Суетенко О. Д.* Тектоника палеозойд Юго-Восточной Монголии. Автореф. канд. дисс. М., 1971. 28 с.

*Таусон Л. В. и др.* Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидных интрузий.— В кн.: МГК.: 23 сессия. Докл. сов. геол. Проблемы 6 и 13а. М., «Наука», 1968, с. 166—172.

*Таусон Л. В. и др.* Факторы потенциальной рудоносности гипабиссальных интрузий гранитоидов.— В кн.: Геохим. критерии потенциальной рудоносности. Труды симпозиума. Ч. 1. Иркутск, 1970, с. 216—261.

*Таусон Л. В. и др.* Геохимические особенности внегеосинклинальных гранитоидов складчатых областей различного возраста.— В кн.: Ежегодник-1970 СибГЕОХИ. Иркутск, 1971, с. 116—127.

- Тихомиров Н. И. и др. Интрузивные комплексы Забайкалья. М., «Недра», 1964. 215 с.
- Тихомиров Н. И. Сохондинский интрузивный комплекс юго-западной части герцинской зоны.— В кн.: Интрузивные комплексы Забайкалья. М., «Недра», 1964. 215 с.
- Ушаков В. А., Богуславский И. С. Геологическое положение, строение и состав альбититов Бурал-Хангайского массива (Центральная Монголия).— Учен. зап. НИИГА. Регион. геол., 1969, вып. 14, с. 16—25.
- Цыпучков Ю. П. Новые данные о геологическом строении Иуругольского золотоносного района.— В кн.: Материалы науч. конф., посвященной 30-летию геол. службы МНР. Улаан-Батар, 1970, с. 37—39.
- Шейманн Ю. М. Очерки глубинной геологии. М., «Недра», 1968. 231 с.
- Шеремет Е. М. Геология и геохимия раннемезозойских гранитоидов Витим-Каренгского междуречья (Северо-Западное Забайкалье). Автореф. канд. дисс. Иркутск, 1970. 25 с.
- Dickinson W. R. Relations of andesites, granites and derivative sandstones to arc-trench tectonics.— «Rev. Geophys. and Space Phys.», 1970, v. 8, N 4, p. 450—467.
- Dickinson W. R. Evidence for plate-tectonic regimes in the rock record.— «Amer. J. Sci.», 1972, v. 272, N 7, p. 551—576.
- Kushiro J. Compositions of magmas formed by partial zone melting of the Earth's upper mantle.— «J. Geophys. Research.», 1968, v. 73, p. 619—634.
- Noble D. C., Hafty Y., Uedge C. E. Strontium and magnesium contents of some natural peralkaline silicic glasses and their petrogenetic significance.— «Amer. J. Sci.», 1969, v. 267, № 5, p. 598—608.
- Turekjan K. K., Wedepohl K. H. Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust.— «Geol. Soc. Amer. Bull.», 1961, v. 72, N 2, p. 175—192.

## СОДЕРЖАНИЕ

<i>В. С. Самойлов.</i> О влиянии кислотности-щелочности на равновесия породобразующих и акцессорных минералов . . . . .	3	—
<i>Е. А. Чернышева, Г. С. Гормашева.</i> О парагенезисе оливин — магнетит в карбонатах. . . . .	16	
<i>В. С. Самойлов.</i> О режиме кислотности-щелочности карбонатитообразующих растворов . . . . .	28	—
<i>П. В. Коваль.</i> Кислотно-щелочная направленность послемагматических процессов в массивах альбитизированных гранитов по геохимическим данным	36	— ✓
<i>В. И. Собаченко.</i> О гранитоидах, повторной гранитизации и метасоматических процессах в зонах глубинных разломов Западного Прибайкалья . . .	44	
<i>З. И. Петрова.</i> Петролого-геохимическая характеристика метасоматически-палингенных гранитов Алданской флогопитоносной провинции . . . . .	63	
<i>В. С. Антипин.</i> Полевые шпаты мезозойских гранитоидов различных геохимических типов (МНР) и их петрогенетическое значение . . . . .	82	
<i>В. И. Коваленко, М. И. Кузьмин, В. С. Антипин, П. В. Коваль.</i> Зональность ареала мезозойских магматических и метасоматических пород западной части Монголо-Охотского пояса и некоторые вопросы их генезиса . . . . .	103	

ГЕОХИМИЯ  
И ПЕТРОЛОГИЯ  
МЕТАСОМАТОЗА

Ответственный редактор  
*Эдуард Иванович Пополитов*

Редакторы *Э. А. Громова, С. А. Садко*  
Художественный редактор *Т. Ф. Каминина*  
Художник *С. М. Кудряцева*  
Технический редактор *Т. К. Овчинникова*  
Корректоры *В. К. Михайлова, Р. К. Червова*

---

Сдано в набор 26 марта 1975 г. Подписано к печати 10 ноября  
1975 г. МН 12844. Формат 70×108/16. Бумага типографская № 2.  
11,25 печ. л., 15,8 усл.-печ. л.+1 вкл., 16,5 уч. изд. л.  
Тираж 1400 экз. Заказ № 485. Цена 1 р. 65 к.

---

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

**О влиянии кислотности-щелочности на равновесия породообразующих и аксессуарных минералов.** В. С. Самойлов. «Геохимия и петрология метасоматоза». Новосибирск, «Наука», 1975, с. 3—15.

Равновесия минералов переменного состава могут служить индикатором не только  $T$  —  $p$ -условий минералообразования, но и условий кислотности-щелочности. При изменении этого параметра твердые растворы обогащаются одним из изоморфных компонентов за счет другого, так что между рН водного раствора и мольной долей компонента  $i$  в равновесном твердом растворе устанавливаются определенные отношения. В частности, при уменьшении рН возрастает железистость фемических минералов.

Состав твердых растворов рассматривается как индикатор режима кислотности-щелочности, причем можно оценить относительный рН воздействующего раствора на каждой  $T$ -ступени и выявить направленность его изменения в ходе всего процесса минералообразования.

При изменении рН фазы разной основности неравномерно обогащаются тем или иным изоморфным компонентом: уменьшение рН вызывает обогащение более основной фазы менее основным изоморфным компонентом по отношению к менее основной фазе. Это дает возможность оценить относительные кислотностно-основные свойства фаз при повышенных  $T$  и  $p$ .

Коэффициент перераспределения какого-либо компонента между сосуществующими фазами переменного состава — функция не только  $T$  и  $p$ , но и кислотности-щелочности. Выяснение конкретных функциональных связей между  $K_d$  и рН сводится к определению изменения избыточной парциальной молярной свободной энергии при изменении кислотности-щелочности.

Ил. 9, библи. 10.

УДК 553.21

**О парагенезисе оливин — магнетит в карбонатитах.** Е. А. Чернышева, Г. С. Гормашева. «Геохимия и петрология метасоматоза» Новосибирск, «Наука», 1975, с. 16—27.

Минеральная ассоциация оливин — магнетит устойчива в карбонатитах некоторых массивов на протяжении всего высокотемпературного этапа формирования карбонатитов. Состав этих минералов различен для всех карбонатитовых массивов и, кроме того, изменяется от I ко II стадии процесса на каждом массиве. По мере развития карбонатитового процесса на каждом отдельном массиве наблюдается увеличение магнезиальности сосуществующих оливина, магнетита и других минералов карбонатитов. Это, вероятно, свидетельствует о возрастании магнезиальности карбонатитового флюида от I ко II стадии процесса. Различия в составе сосуществующих оливина и магнетита из карбонатитов разных массивов обусловлены, по-видимому, различной глубиной их формирования. В близповерхностных массивах образуются оливины, более магнезиальные, чем в глубинных массивах, и магнетиты с аномально высоким содержанием магния.

Сопоставление состава данной пары минералов из пород различного генезиса позволило установить зависимость коэффициента распределения железа между оливином и магнетитом от температуры. Карбонатиты на основании этой зависимости относятся к самым низкотемпературным породам, содержащим парагенезис оливин — магнетит.

Ил. 2, табл. 3, библи. 32.

УДК 553.21/24

**О режиме кислотности-щелочности карбонатитообразующих растворов.** В. С. Самойлов. «Геохимия и петрология метасоматоза». Новосибирск, «Наука», 1975, с. 28—35.

Температурная волна кислотности проявляется в случае формирования карбонатитов, генетически связанных с комплексами ультраосновных-щелочных пород. Эффект «кислотной волны» имеет феноменологическое значение и характерен для гидротермальных растворов разного генетического типа. С указанным эффектом связано проявление в карбонатитовых массивах стадии кислотного выщелачивания, в ходе которой образуются доломитовые, анкеритовые (сидеритовые) карбонатиты, существенно кварцевые породы. Последние развиваются в условиях максимальной кислотности воздействующих растворов.

С уменьшением давления и, видимо, глубины в карбонатитовых массивах все большее развитие получают породы серицит-хлорит-анкеритовой фации, возрастает значение процессов стадии кислотного выщелачивания, их температурный диапазон, а максимум кислотности растворов сдвигается в более высокотемпературную и кислотную область. Подобные данные можно использовать для выяснения относительных глубин формирования карбонатитов разных массивов.

Ил. 3, табл. 2, библи. 15.

**Кислотно-щелочная направленность послемагматических процессов в массивах альбитизированных гранитов по геохимическим данным.**  
**П. В. К о в а л ь.** «Геохимия и петрология метасоматоза». Новосибирск, «Наука», 1975, с. 36—43.

Эволюция кислотности-щелочности послемагматических растворов в массивах альбитизированных гранитов (по отношению к поровому раствору исходного гранита) выражается в последовательной смене ранней щелочной стадии (альбитизация) стадией возрастающей кислотности (кварцево-калийплатовый метасоматизм), кислотным выщелачиванием (грейзенизация, окварцевание) и, наконец, щелочной и заключительной стадиями.

Изменение отношений элементов геохимических пар (K : Rb, K : Cs, Nb : Ta, Zr : Hf и др.) в «сквозных» минералах метасоматитов каждой стадии обычно соответствует принципу кислотно-основного взаимодействия. В условиях, близких к изотермическим, оно может быть использовано для оценки кислотно-щелочной направленности метасоматических процессов.

Ил. 1, табл. 2, библ. 26.

**О гранитоидах, повторной гранитизации и метасоматических процессах в зонах глубинных разломов Западного Прибайкалья.** В. П. С о б а ч е н к о. «Геохимия и петрология метасоматоза». Новосибирск, «Наука», 1957, с. 44—62.

В зонах Даванского и Приморского глубинных разломов Западного Прибайкалья дислокационный метаморфизм позднеерифейского времени, проявленный в среднепротерозойских субщелочных гранитоидах и вулканогенных породах, в температурных условиях амфиболитовой фации локально сопровождался процессами повторной гранитизации нормальной щелочности. В зонах позднего расщепления, катаклаза, на контактах различных по составу пород в гнейсогранитах, blastsмилонитах, blastsкатаклазитах (Даванская зона смятия), а также в позднеерифейских реоморфических гранитах (зона Приморского разлома) развиты метасоматиты и диафориты регрессивного этапа, сопровождающиеся акцессорной редкометальной минерализацией.

Метасоматиты регрессивного этапа позднеерифейского возраста (680—1340 млн. лет) развивались в температурных условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма (550—400°C и ниже). Смена минеральных ассоциаций гастингита, лепидомелана, микроклива, альбита в слюдисто-кварц-полевошпатовых метасоматитах на парагенезисы протолитионита (фенгита), альбита, кварца и мусковита, альбита, кварца в грейзенах и диафоритах в зоне Даванского разлома свидетельствуют о том, что поздние типы метасоматитов по отношению к ранним развивались в условиях повышенной кислотности растворов. Аналогичный характер изменений кислотности-щелочности растворов устанавливается для метасоматитов Улан-Хана в зоне Приморского разлома.

Ил. 2, табл. 9, библ. 50.

**Петролого-геохимическая характеристика метасоматически-палингенных гранитов Алданской флогопитоносной провинции.** З. И. П е т р о в а. «Геохимия и петрология метасоматоза». Новосибирск, «Наука», 1975, с. 63—81.

Представлены результаты изучения геологии, петрохимии и редкоэлементного состава гранитов двух крупнейших флогопитоносных узлов Алданского горнопромышленного района: Канкунского и Эльковского. По комплексу признаков выделены граниты, кристаллизовавшиеся *in situ*, незначительно перемещенные и перемещенные.

Во всех разновидностях гранитов и в некоторых породообразующих и акцессорных минералах изучены закономерности распределения следующих редких элементов: Co, Ni, Cr, V, Cu, Mo, Hg, Sn, Pb, Zn, Ba, Sr, Rb, Li, Be, F, Ce, La, Nd, Yb и Y. По уровням содержания всех этих элементов изученные разновидности гранитов между собой не различаются.

Особенности геологического положения, взаимоотношений с вмещающими породами, структуры и состава гранитов свидетельствуют о том, что эти породы образовались при кристаллизации гранитных расплавов, возникающих в участках наиболее интенсивного проявления процессов мигматизации. По способу образования эти граниты являются метасоматически-палингенными.

Ил. 3, табл. 11, библ. 27.

**Полевые шпаты мезозойских гранитоидов различных геохимических типов (МНР) и их петрогенетическое значение. В. С. Антипин. «Геохимия и петрология метасоматоза». Новосибирск, «Наука», 1975, с. 82—102.**

Полевые шпаты мезозойских гранитоидов различных геохимических типов Монголии характеризуются вполне определенными структурно-оптическими свойствами и выдержанной геохимической спецификой. Независимо от принадлежности к определенному геохимическому типу эволюция составов ассоциирующих полевых шпатов в гранитоидах магматического генезиса всегда направлена в сторону образования относительно более кислого плагиоклаза и обогащенного ортоклазовым компонентом щелочного полевого шпата в поздних членах единого генетического ряда. Поздние щелочные полевые шпаты обогащаются рубидием и таллием и обедняются барием и стронцием.

Литий-фтористые полнокристаллические граниты и их субвулканические разновидности онгониты характеризуются одинаковой ассоциацией полевых шпатов (микроклин+альбит) и кристаллизовались из остаточного магматического расплава в условиях относительно низких температур и высокой активности летучих компонентов. Полевые шпаты мезозойских гранитоидов и связанных с ними типичных метасоматических пород различаются как по составу, так и по уровню содержания многих редких элементов.

Установленные различия могут использоваться при выяснении генезиса гранитоидных пород.

Ил. 2, табл. 7, библи. 20.

**Зональность ареала мезозойских магматических и метасоматических пород западной части Монголо-Охотского пояса и некоторые вопросы их генезиса. В. И. Коваленко, М. И. Кузьмин, В. С. Антипин, П. В. Коваль. «Геохимия и петрология метасоматоза», Новосибирск, «Наука», 1975, с. 103—173.**

Мезозойский магматизм Монголо-Охотского пояса анализируется по узким временным интервалам (циклам). Детально рассмотрена тектоно-магматическая зональность ареала магматизма нижнемезозойского цикла. Она имеет следующий вид: эвгеосинклинальная зона (Сихотэ-Алинь), морской прогиб (Монголо-Охотская система прогибов), внутренняя зона батолитообразных интрузий гранит-гранодиоритового состава (Хантей-Даурские интрузии кыринского комплекса), зона «распыленного магматизма» (районы распространения в Монголии редкометальных гранитов стандартного и литий-фтористого геохимических типов), внешняя зона интрузий и вулканитов повышенной щелочности (аманавский, кудунский, малокуналецкий комплексы Забайкалья и щелочные граниты и моношпатовые аляскиты Монголии). При переходе от внутренних зон к внешним закономерно увеличивается щелочность пород, что подтверждается как минеральными парагенезисами гранитоидов, так и их химическим составом. Зональность магматизма определяет особенности метасоматических процессов и оруденения. Рассмотренные закономерности Монголо-Охотского пояса связывают воедино как собственно геосинклинальные процессы, так и процессы континентального гранитообразования (ревизации). Приводится возможная интерпретация генезиса интрузивных пород ареала с позиций новой «глобальной тектоники».

Ил. 10, табл. 19, библи. 64.

**СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»**

готовит к выпуску следующие книги:

- Основные факторы метаморфизма углей Партизанского бассейна.**  
**Косале Я. А.** Геохимия амазонитовых апогранитов.
- Материалы по генетической и экспериментальной минералогии, т. 9.**  
**Замещение и вторжение при магматизме и рудообразовании.**  
**Глинистые минералы как показатели условий литогенеза.**
- Бискэ С. Ф.** Палеоген и неоген Крайнего Северо-Востока СССР.
- Вотах О. А.** Структурные элементы Земли (в зонах сочленения платформ складчатых областей).
- Докембрий континентов. Северная и Южная Америка.**
- Проблемы геоморфологии и четвертичной геологии Северной Азии.**
- Колесник Ю. Н.** Высокотемпературный метасоматический процесс в связи с ультраосновными массивами.
- Павлов А. Л.** Эволюция физико-химических параметров гидротермальных систем при рудообразовании.
- Проблемы физики процессов магматизма и рудообразования.**
- Лания С. С.** Магнетитовые рудные тела, их строение и магнитные свойства.

*Книги высылаются наложенным, платежом. Заказы направлять по адресу: 630090, Новосибирск, 90 Морской проспект, 22. Магазин «Наука».*

Цена 1 р. 65 к.

1426