

Ю. Н. КОЛЕСНИК

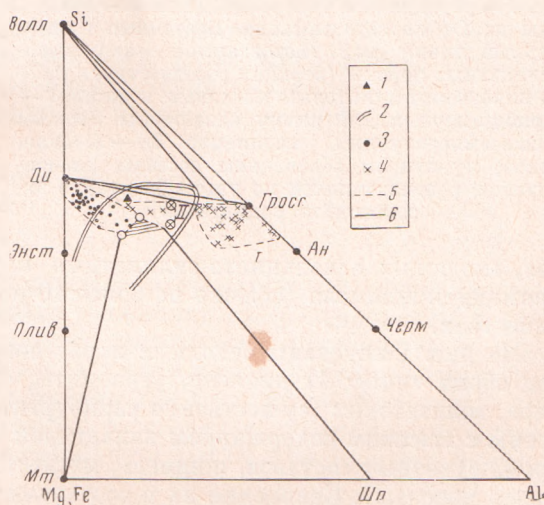
# О ГЕНЕЗИСЕ КАЛЬЦИЕВО-СИЛИКАТНЫХ ПОРОД В ГИПЕРБАЗИТОВЫХ МАССИВАХ

(Представлено академиком В. С. Соболевым 17 IV 1972)

Выяснение генезиса кальцево-силикатных пород, приуроченных к ультраосновным массивам, и прежде всего вопроса о том, насколько связаны метасоматические растворы, давшие подобные образования, с гиперосновной магмой, вносит существенный вклад в общую проблему генезиса гипербазитов. Это обстоятельство подчеркивал еще В. Н. Лодочников (<sup>4</sup>), и именно этим обстоятельством объясняется повышенный интерес к кальцево-силикатным образованиям в современной петрологической литературе (<sup>6, 9, 14</sup>) и др.).

Согласно господствующему в настоящее время мнению, подтверждаемому и нашими исследованиями (<sup>2</sup>), кальцево-силикатные метасоматиты

Рис. 1. Основные высокотемпературные парагенезисы кальцево-силикатных пород из ультрабазитов. 1 — средний состав габбро по Дели; 2 — линия, ограничивающая составы габброидов, ассоциирующих с ультрабазитами по литературным данным (около 100 апализмов); 3 — составы клинопироксенов из Ca—Si-пород и клинопироксенитов; 4 — составы гранатов из Ca—Si-пород; 5 — линия, ограничивающая поле составов пироксенов и гранатов; 6 — конноды. Кругами отмечены составы клинопироксенов и гранатов из Ca—Si-пород Борзовского массива (Урал)



возникают по породам основного состава, окружающим ультраосновные массивы или заключенным внутри них в виде изолированных тел. Обширный фактический материал, накопившийся к настоящему времени, позволяет различать кальцево-силикатные породы из двух главнейших формаций ультраосновных массивов как по набору парагенезисов, так и по особенностям химического состава слагающих их минералов.

Для поставленных здесь целей достаточно рассмотреть только высокотемпературные (согласно экспериментальным данным) наиболее распространенные парагенезисы кальцево-силикатных пород. В связи с гарцбургитовой формацией (существенно гарцбургитовые массивы с резко подчиненным количеством габброидов) распространены кальцево-силикатные породы (родингиты), состоящие из граната, клинопироксена, реже волластонита и пектолита. Составы клинопироксенов практически идентичны нормативному диопсиду (<sup>3</sup>). Составы гранатов (1 на рис. 1) тяготеют к нормативному составу гроссуляра.

В зональных габбро-перидотитовых массивах (габбро-пироксенит-дуинитовая формация) кальцево-силикатные породы изучены менее полно. Од-

нако они здесь присутствуют, поскольку в клинопироксеновой зоне из рассматриваемых массивов встречаются гранаты уграндитового ряда (<sup>1, 5, 11</sup>) и др.), т.е. присутствует типичный парагенезис кальцево-силикатных пород: клинопироксен + гранат уграндитового ряда. В другом месте было показано (<sup>3</sup>), что составы клинопироксенов из клинопироксенитовых зон в зональных ультраосновных массивах изменяются по направлению к периферии в сторону увеличения содержания кальцевой молекулы Чермака ( $\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$ ). Эта тенденция видна на рис. 1. Параллельно

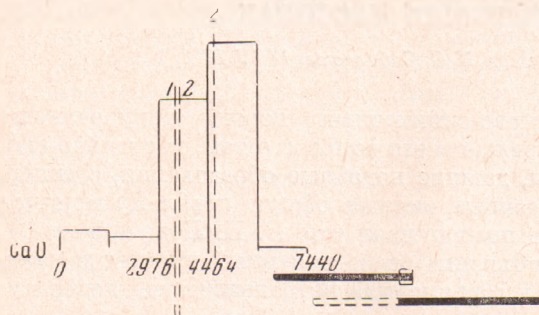


Рис. 2. Содержание кальция на единицу объема в габброидах, ассоциирующих с ультрабазитами. 1 — усредненное габбро по Дели; 2 — габброиды из Ошинского массива, Восточные Саяны. Черные линии под гистограммой — кальцево-силикатные породы (верхняя соответствует габбро-пироксенит-дунитовому массиву, а нижняя — гарцбургитовому). В рамку заключены составы низкотемпературных ассоциаций Са — Si-минералов; пунктиром обозначены составы диопсидитов, развивающихся по ультрабазитам в экзоконтакте родингитов

лов, входящих в кальцево-силикатные породы данной группы, следует упомянуть шпинель (обычно не более 10%) и магнетит в переменных количествах.

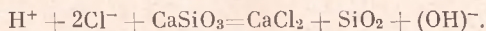
На рис. 1 показаны основные парагенезисы кальцево-силикатных пород обоих типов: 1) диопсид, уграндиты, тяготеющие к составам гроссуляра, волластонит (существенно гарцбургитовые массивы); 2) клинопироксены с высоким содержанием кальцевой молекулы Чермака, уграндиты промежуточных составов, шпинель, магнетит (зональные габбро-перидотитовые массивы). Сравнение их с составами исходного габбро (на рис. 1 поле составов габброидов, ассоциирующих с ультрабазитами, очерчено двойной линией; как известно, плагиоклаз в этих породах обычно представлен анортит-битовинитом) показывает, что родингиты из гарцбургитовых массивов (<sup>1</sup>) требуют для своего образования привноса волластонитового компонента, что вытекает из реакции образования гроссуляра по анортиту. В отдельных случаях волластонит (иногда вместе с пектолитом) присутствует в виде самостоятельной фазы, занимая более половины общего объема породы (<sup>2, 15, 20</sup> и др.). Кальцево-силикатные породы из зональных массивов развиваются по исходным породам изохимически в пределах системы (Mg, Fe) — Si — Al (рис. 1). В первом приближении их образование можно описать реакцией разложения анортита на гроссуляр и чермакит. Первый компонент из продуктов реакции входит в состав граната, второй — в состав клинопироксена. Имеют место, по-видимому, только местные перемещения этих компонентов, что приводит к образованию мономинеральных клинопироксенитов (частично за счет гипербазитов, расположенных вблизи габброидов).

В обоих случаях для образования кальцево-силикатных пород требуется привнос кальция (рис. 2), но для родингитов из гарцбургитовых массивов

происходит некоторое увеличение железистости клинопироксенов. Предельными в этой тенденции являются фассаитоподобные клинопироксены из пироксен-гранатовых пород Борзовского массива (Урал). По немногим полученным пока данным можно предположить, что составы гранатов относятся к промежуточным членам в ряду гроссуляр — андрадит (II, на рис. 1). Сюда попадают составы гранатов из Борзовского месторождения Шпешимских гор, Урал (<sup>13</sup>) и анализы Вейншенка, Венедигер, Австрия (<sup>8</sup>) (в последнем случае отсутствует информация об ультраосновном массиве, из которого отобраны гранаты). Из других минералов

вов его количество на единицу объема породы приблизительно в два раза превышает количество привносимого кальция в случае образования кальцево-силикатных пород в зональных ультраосновных массивах.

Чтобы объяснить указанную разницу в балансе привноса компонентов при образовании двух типов кальцево-силикатных пород, следует, очевидно, оценить пределы устойчивости волластонита в различных анионных средах, возможных для надкритических растворов, находящихся в равновесии с гипербазитами. Согласно <sup>(14, 23)</sup>, в таких растворах кроме воды могут находиться в значительных количествах уголекислота или хлор. В уголекислых растворах параметры устойчивости волластонита достаточно хорошо известны <sup>(16)</sup>. Мы попытались оценить их в хлоридных растворах, используя реакцию



Для вычисления константы равновесия

$$k = [\text{CaCl}_2] [\text{SiO}_2] [\text{OH}^-] / [\text{H}^+] [\text{Cl}^-]^2 [\text{CaSiO}_3]$$

использованы термодинамические данные из сводки <sup>(21)</sup> и константы ионизации  $\text{HCl}$  и  $\text{H}_2\text{O}$  в функции от  $T$  и  $P$  из <sup>(10)</sup>.

Приведенные ниже значения констант равновесия для  $\text{CaCl}_2$  и  $\text{SiO}_2$  кристаллических ( $\ln k_1$ ) и растворенных ( $\ln k_2$ ) (использованы теплоты растворения при 25° <sup>(12, 18)</sup>;  $\ln k(T)$  (с участием растворенных компонентов, вычисленных по уравнению Шредера) имеют лишь ориентировочный характер в силу известных допущений относительно смеси  $\text{HCl} - \text{H}_2\text{O}$ , принятых в расчете. Однако они, по-видимому, правильно отражают основную тенденцию устойчивости волластонита в хлоридных растворах: он разлагается с повышением температуры на хорошо растворимое в воде соединение  $\text{CaCl}_2$  и кварц

|           |           | 400° | 500° | 600° | 700° |           | 400° | 500° | 600° |
|-----------|-----------|------|------|------|------|-----------|------|------|------|
| 1000 атм. | $\ln k_1$ | -1,9 | +3,5 | +6,0 | +6,2 | $\ln k_2$ | -1,1 | +4,3 | +6,9 |
| 2000 атм. |           | -5,6 | +0,2 | +3,2 | +5,0 |           | -4,8 | +1,0 | +4,1 |

Таким образом, именно в хлоридных растворах может осуществляться определенный перенос и отложение волластонитового компонента. В уголекислых растворах подобное явление практически невозможно в связи с тем, что реакция разложения волластонита имеет обратную температурную зависимость (волластонит устойчив при высоких температурах). Точно так же невозможен в уголекислых растворах и существенный перенос кальция в силу ничтожной растворимости  $\text{CaCO}_3$  при высоких температурах <sup>(10)</sup>.

Если предположить, как это, например, сделано в работе <sup>(3)</sup>, что ультраосновные породы обеих упомянутых выше формаций есть продукт эволюции магмы шпинелевых перидотитов, то легко находится источник кальция, необходимый для образования кальцево-силикатных пород, а именно реакция разложения клинопироксена ( $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6_{(\text{тв})} \rightleftharpoons \text{MgSiO}_3_{(\text{тв})} + \text{CaSiO}_3_{(\text{р-р})}$ ) при участии сквозьмагматических растворов, которая должна легко проходить в хлоридных растворах и приводить в результате к образованию гардбургитов. Взаимодействие обогащенных кальцием и волластонитовым компонентом высокотемпературных метасоматических растворов с габброидами дает родингиты.

В среде с высоким отношением  $\text{CO}_2 / \text{Cl}$  возможны только местные перемещения кальция и волластонитового компонента, что, вообще говоря, может привести к образованию верлитов, поскольку указанное выше «пироксеновое» равновесие должно быть сдвинуто влево. На рис. 3 изображено равновесие анортита сgrossуляром и чермакитом, вычисленное по термодинамическим данным <sup>(21)</sup> с учетом <sup>(7)</sup> в рамках допущений Гринвуда <sup>(17)</sup>. Оно дает максимальную температуру появления чермакитового компонента. Присутствие в системе железа, количество которого увеличивается

в процессе образования клинопироксенитовых зон, должно существенно понижать температуру указанного равновесия. На рис. 3 приводятся также реакция разложенияgrossуляра для  $P = 2$  кбар по <sup>(22)</sup> и для  $P = 1$  кбар, пересчитанная из <sup>(22)</sup> с учетом данных по фугитивности  $\text{CO}_2$  <sup>(7)</sup>. Интервал между максимальной температурой образования чермакитового компонента и температурой разложения grossуляра можно рас-

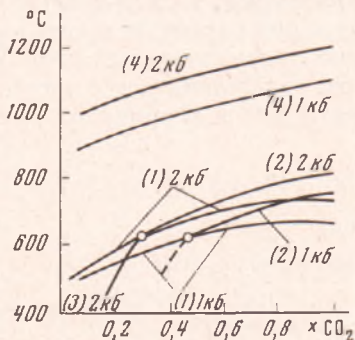


Рис. 3. Некоторые минеральные равновесия в Ca—Si-образованиях из ультрабазитовых массивов габбро-пироксенит-дунитовой формации. (1) —  $\text{CaCO}_3 + \text{SiO}_2 = \text{CaSiO}_3 + \text{CO}_2$  <sup>(17)</sup>; (2) —  $\text{CaCO}_3 + \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 + \text{CaSiO}_3 = \text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12} + \text{CO}_2$  <sup>(22)</sup>; (3) —  $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 + \text{CaCO}_3 + \text{SiO}_2 = \text{CaAl}_2\text{Si}_3\text{O}_{12} + \text{CO}_2$  <sup>(22)</sup>; (4) —  $2\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 + 2\text{CaCO}_3 = \text{CaAl}_2\text{SiO}_6 + \text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12} + 2\text{CO}_2$  (в правой стороне уравнений реакций — высокотемпературные фазы)

смагивать в первом приближении как температурный интервал образования клинопироксенитовых зон в габбро-перидотитовых массивах.

Таким образом, соотношение углекислого и хлоридного аннонов в сквозьмагматических растворах объясняет в определенной мере способ возникновения двух типов кальциево-силикатных пород: парагенезис первого типа (см. рис. 1) есть результат взаимодействия растворов с высоким отношением  $\text{Cl} / \text{CO}_2$ , обогащенных кальцием и волластонитовым компонентом, с габброидами; парагенезис второго типа образовался в связи с метасоматическими растворами, для которых характерно низкое отношение  $\text{Cl} / \text{CO}_2$  и, следовательно, невозможен привнос в существенных количествах петрогенных компонентов, за исключением кальция.

Наличие двупироксеновых жил в массивах шпинелиевых лерцолитов, имеющих различное строение (клинопироксен в центре, или наоборот) (напр. <sup>(19)</sup>), можно считать доказательством наличия сквозьмагматических растворов и реальности рассмотренных выше процессов.

В заключение отметим, что предложенная общая схема описывает лишь одну сторону достаточно сложной эволюции ультраосновных магм, в которой определенную роль играло парциальное давление кислорода и др.

Институт геологии и геофизики  
Сибирского отделения Академии наук СССР  
Новосибирск

Поступило  
30 III 1972

#### ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- <sup>1</sup> О. А. Воробьева, Н. В. Самойлова, Е. В. Свешникова, Инст. геол. рудн. месторожд., петрогр., минерал. и геохим., в. 65 (1962). <sup>2</sup> Ю. Н. Колесник, Нефриты Сибири, «Наука», 1966. <sup>3</sup> Ю. Н. Колесник, Геология и геофизика, № 11 (1971). <sup>4</sup> В. Н. Лодочников, Серпентины и серпентиниты Ильчирские и другие, 1936. <sup>5</sup> И. А. Малахов, Л. В. Малахова, Нижнетагильский пироксенит-дунитовый массив и вмещающие его породы, Свердловск, 1970. <sup>6</sup> С. В. Маскалева, ДАН, 193, № 1 (1970). <sup>7</sup> Б. Н. Рыженко, В. П. Волков, Геохимия, № 7 (1971). <sup>8</sup> Н. В. Соболев, Парагенетические типы гранатов, М., 1964. <sup>9</sup> Н. Д. Соболев, Зап. Всесоюз. мин. общ., 88, в. 4 (1959). <sup>10</sup> Справочник физических констант горных пород, под ред. С. Кларка, М., 1969. <sup>11</sup> В. Г. Фоминых, В кн. Магматические формации, метаморфизм и металлогения Урала, 2, Свердловск, 1969. <sup>12</sup> В. Г. Цветков, Л. Я. Мартыненко, Л. В. Борисов, В кн. V Всесоюз. конф. по калориметрии (тез.) МГУ, 1971. <sup>13</sup> Л. А. Шилин, Тр. Мин. музея, в. 3 (1954). <sup>14</sup> J. Barnes, J. O'Neil, Geol. Soc. Am. Bull., 80, № 10 (1969). <sup>15</sup> G. A. Challis, J. Petrol., 6, № 3 (1965). <sup>16</sup> H. J. Greenwood, Am. Mineral., 52, № 11—12 (1967). <sup>17</sup> H. J. Greenwood, Researches in Geochemistry, 2, 1967. <sup>18</sup> H. Helgeson, Am. J. Sci., 267, № 7 (1969). <sup>19</sup> J. Kornprobst, Contr. Min. Petr., 23, № 4 (1969). <sup>20</sup> G. M. Paraskevopoulos, Neues Jahrb. Mineral., Abh. 112, H. 1, 47 (1969). <sup>21</sup> B. Robie, D. R. Waldbaum, Geol. Surv. Bull., 1968, p. 1259. <sup>22</sup> B. Storre, Contr. Min. Petr., 29, № 2 (1970). <sup>23</sup> A. M. Stueber, Geochim. et cosmochim. acta, 32, 353 (1968).