

А. А. ЯРОШЕВСКИЙ

**К ВОПРОСУ О СВЯЗИ ФОРМЫ КРИСТАЛЛОВ ГРАНАТОВ  
С УСЛОВИЯМИ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ**

Как известно, облик кристаллов связан с внутренним строением вещества, которое определяет набор наиболее часто встречаемых простых форм (Шафрановский и Франк-Каменецкий, 1948). Но появление той или иной габитусной формы, в общем случае, зависит от условий кристаллизации соединения. Влияние внешней среды здесь очень разнообразно, и В. А. Мокневский (1955), специально рассматривая этот вопрос, выделяет следующие факторы, не связанные с внутренним строением вещества, но влияющие на форму кристаллов: 1) пересыщение (переохлаждение) расплава (раствора); 2) температура кристаллизации; 3) давление; 4) концентрационные (конвекционные) потоки; 5) направленное движение всей жидкости; 6) примеси (добавки) к расплаву (раствору); 7) вязкость среды кристаллизации; 8) состояние растворенного вещества; 9) электрические и магнитные поля; 10) радиоактивные и другие лучи. В этом сообщении будет рассмотрен один из них (концентрация вещества в минералообразующем растворе), в аспекте, на который, как нам кажется, до сих пор в минералогической литературе обращалось мало внимания.

Цело в том, что во многие минералы, особенно в силикаты, входят катионы, играющие в структуре различную кристаллохимическую роль, например, кальций и магний - железо - в моноклинных пироксенах, натрий - кальций и магний - железо - алюминий — в амфиболах и многие другие. Можно предположить, что если в кристаллической структуре плоскостям, соответствующим граням определенной простой формы, отвечают сетки с максимальной плотностью одних катионов, а плоскостям, соответствующим другой форме, — сетки с максимальной плотностью других катионов, то относительная концентрация (активность) в минералообразующем растворе этих катионов будет влиять на возникновение той или иной формы. При избытке одних катионов будут преимущественно расти те грани, которым соответствуют сетки с максимальной плотностью этих ионов, и эти грани исчезнут (как известно, кристаллы обычно покрываются наиболее медленно растущими гранями); при избытке же других катионов исчезнут соответствующие другие быстро растущие грани. Как показывают эксперименты (Белюстин, 1956), различная относительная концентрация катионов, входящих в структуру, действительно влияет на форму кристаллов квасцов. Нами это явление будет рассмотрено здесь на примере кристаллов гранатов. Эти минералы удобны в этом отношении, так как у них — простые внешние формы,

они часто бывают огранены четкими гранями и встречаются в месторождениях самых разнообразных типов, резко меняя свой состав, но не изменяя внешней формы.

Кристаллы гранатов чаще всего имеют форму ромбододекаэдра {110}, тетрагонтриоктаэдра {211} или комбинации этих двух форм. Остальные формы ({100}, {111}, {321} и некоторые другие) встречаются главным образом в комбинации с первыми двумя, и то весьма редко (Кокшаров, 1858; Goldschmidt, 1918; Бетехтин, 1950). Это справедливо для гранатов любого состава и, следовательно, не зависит от изоморфных замещений в группах  $R^{2+}$ ,  $R^{3+}$  и  $SiO_4^{4-}$ . Вероятность появления именно этих форм хорошо объясняется с позиций структурной кристаллографии (Белов, 1951; Шафрановский и Франк-Каменецкий, 1948). Но вопрос о причинах возникновения преимущественно тетрагонтриоктаэдра или ромбододекаэдра до сих пор остается неясным. А. Г. Бетехтин (1950) отмечает, что тетрагонтриоктаэдр более характерен для гранатов, встречающихся в магматических породах, но объяснения этому автор не дает. Кристаллизация из расплава, в отличие от водных растворов, по-видимому, не влияет в этом направлении, так как в экспериментальных условиях из расплава получены только ромбододекаэдрические кристаллы (Yoder and Keith, 1951).

Изучение структуры гранатов показало, что этим двум формам соответствуют сетки с различной ретикулярной плотностью  $R^{2+}$  и  $R^{3+}$ . В направлении, перпендикулярном граням {110}, чередуются сетки ионов  $R^{3+}$  с сетками  $R^{2+}$  и  $Si^{4+}$ . Плотность сеток  $R^{3+}$  — 5,68 атома на  $a^2$  ( $a$  — ребро элементарной ячейки), плотность сеток  $R^{2+}$  и  $Si^{4+}$  также 5,68, но отношение  $R^{2+}:Si^{4+}$  в них 1:1, и плотность  $R^{2+}$  здесь, таким образом, 2,84. В направлении, перпендикулярном граням {211}, чередуются сетки  $R^{2+}$ ,  $R^{3+}$  и  $Si^{4+}$  одинаковой плотности (6,25), но с различным отношением катионов в них: в одних  $R^{2+}:R^{3+}:Si^{4+} = 2:1:1$ , в других — 1:1:2. Максимальной плотностью здесь, следовательно, обладают  $R^{2+}$  и  $Si^{4+}$ . Эти сетки не являются идеальными плоскостями, отдельные атомы отстоят от них на  $\frac{1}{16}a$ . В отношении кремния гранаты в различных типах месторождений, по-видимому, находятся в одинаковых условиях: то наблюдается избыток  $R^{2+}$  и  $Si^{4+}$  относительно  $R^{3+}$ , то избыток  $R^{3+}$  и  $Si^{4+}$  относительно  $R^{2+}$ . Меняются, таким образом, относительные концентрации  $R^{2+}$  и  $R^{3+}$ . Эти изменения и сказываются на внешней форме кристаллов: при повышенной концентрации в растворе  $R^{3+}$  относительно  $R^{2+}$  будут расти преимущественно грани {110}, и кристаллы покроются медленно растущими гранями {211}, и наоборот, при относительном избытке  $R^{2+}$  кристаллы получают форму {110}.

Найденные нами литературные данные (см. список), просмотр образцов в Минералогическом музее АН СССР и Музее земледоведения МГУ и личные наблюдения в поле позволили установить следующее.

Гранаты, встречающиеся в породах, богатых Ca,  $Fe^{2+}$  и Mg (гроссуляр, гессонит, андрадит, альмандин, уваровит и пироп), имеют преимущественно форму ромбододекаэдра с резко подчиненным значением граней тетрагонтриоктаэдра. Последняя форма встречается главным образом в виде узких полосок, притупляющих ребра ромбододекаэдра. Это гранаты в скарнах, в хлоритово-роговообманковых сланцах, в контактах гранитоидов с доломитами и основными породами. Из известных нам 76 случаев нахождения гранатов в этих условиях в 60 указывается форма ромбододекаэдра или ромбододекаэдра с узкими полосками тетрагонтриоктаэдра — закономерность очевидная. В остальных 16 случаях большую роль играли, по-видимому, иные факторы, но интересно, что ряд этих «исключений» может быть также объяснен и местным изменением химизма среды.

Например, форма {211}, как основная, с подчиненным развитием граней {110}, была найдена нами в скарпах Тырны-Ауза в одном только месте — в небольшом теле гранатового скарна, залегающего среди алюмосиликатных туфовых пород. Здесь это, очевидно, связано с тем, что эти скарны образовались в условиях недостатка  $R^{2+}(Ca)$  при относительном избытке Al. На этом же месторождении гранаты в скарне между мраморами и биотитовыми роговиками имеют форму только ромбододекаэдра; ту же форму обнаруживают и гранаты в пустотах в мраморе.

Гранаты в форме {211} были описаны Г. П. Барсановым (1953) в пустотах в магнетитовом скарне и в гранатовых жилах, секущих силикатные породы, в Дашкесане. В магнетитовом скарне образование этой формы связано, возможно, с тем, что в растворах, вызвавших перекристаллизацию и образование пустот в магнетите, отношение  $Fe^{2+}: Fe^{3+}$  было около 1 : 2 (как для магнетита), т. е. был избыток  $Fe^{3+}$  (для гранатов нормальное отношение  $R^{2+}: R^{3+} = 3 : 2$ ). Второй случай аналогичен описанному выше гранату из Тырны-Ауза.

Интересна находка идеальных тетрагонтриоктаэдров андрадита в пустотах в хлоритовых сланцах (Ахматовские копи на Урале) (Кокшаров, 1858). Здесь, очевидно, появление этой формы вызвано тем, что по трещинам циркулировали растворы с повышенным окислительным потенциалом,  $Fe^{2+}$  вмещающих сланцев окислялось, Mg играет в этих гранатах незначительную роль, и в растворах преобладали ионы  $Fe^{3+}$  при относительной бедности Ca и  $Fe^{2+}$ . Это тем более вероятно, что в Ахматовских копиях в самих сланцах встречаются гранаты (существенно альмандиновые, со значительным содержанием андрадитового компонента), имеющие преимущественно форму ромбододекаэдра.

Форма тетрагонтриоктаэдра часто встречается на гроссулярах из месторождения ахтарандита в Якутии (Кокшаров, 1858; Ляхович, 1954). Здесь наблюдаются самые разнообразные комбинации форм {211} и {110}. В целом здесь условия были благоприятны для появления обеих форм, но, возможно, неравномерное распределение Ca и Al в породах из-за их малой подвижности и обусловило это разнообразие комбинаций.

Мы не нашли данных по кристаллографии пироба. По-видимому, этот минерал вообще не встречается в виде хорошо образованных кристаллов (Алмазы Сибири, 1957). По условиям образования кристаллы пироба должны были бы иметь форму ромбододекаэдра.

Гранаты, встречающиеся в породах, богатых  $R^{3+}$  (преимущественно Al), чаще всего имеют форму тетрагонтриоктаэдра. Например, в гранитных пегматитах встречаются почти исключительно тетрагонтриоктаэдрические кристаллы спессартина и альмандина. Особенно показательны в этом отношении тетрагонтриоктаэдрические кристаллы альмандина в дацитах Закарпатья, описанные В. С. Соболевым, О. М. Скитковской и Р. Я. Эпштейн (1955). Как отмечают авторы, магма дацитов и других изверженных пород этого района испытала сильную контаминацию алюмосиликатными сланцами, что и вызвало появление граната в столь необычном парагенезисе.

Всего нам известно 37 случаев нахождения этого вида гранатов, из них в 31-м главной формой является тетрагонтриоктаэдр. Ромбододекаэдрические кристаллы гранатов в пегматитах встречаются относительно редко. А. Е. Ферсман (1940) указывает, что такой габитус имеют редкие кристаллы гранатов ранних фаз кристаллизации пегматитов. Интересно, что в пегматитах Северной Карелии нередко ромбододекаэдрические кристаллы являются реликтами вмещающих гнейсов, тогда как новообразованные гранаты имеют тетрагонтриоктаэдрический облик (наблюдения

Д. Минеева). Необъяснимым, с этой точки зрения, является появление ромбододекаэдра как основной формы на кристаллах спессартина в мусковитовом сланце (Минералогический музей АН СССР). Это довольно крупные кристаллы (до 2 см), имеющие форму ромбододекаэдра, ребра которого притуплены широкими полосками тетрагонтриоктаэдра.

Неясен вопрос и о формах альмандина, встречающегося в метаморфических сланцах и гнейсах. Из собранных нами данных в десяти случаях отмечается резкое преобладание ромбододекаэдра, в 12 случаях — тетрагонтриоктаэдра. Часто на кристаллах наблюдаются обе формы, преобладает же то одна, то другая из них. Исходя из химического состава вмещающих пород, нужно было бы ожидать преобладания тетрагонтриоктаэдра.

Конечно, наши данные далеко не полны, мы не имели возможности познакомиться со всеми имеющимися материалами по этому вопросу, но уже и это «первое приближение» позволяет наметить изложенные выше закономерности. Имеющиеся исключения можно объяснить еще влиянием и других внешних факторов (например, давлением — в случае слюдяных сланцев и гнейсов). Судя по тому, что одинаковые формы кристаллов гранатов встречаются в самых разнообразных месторождениях, различных по условиям образования (давление, температура, концентрация растворов, химизм среды — присутствие посторонних примесей и др.), можно заключить, что многообразие внешних условий мало сказывается на их формах, и нам представляется, что основной причиной появления той или иной формы является относительная концентрация в минералообразующих растворах  $R^{2+}$  и  $R^{3+}$  (основной, но, конечно, не единственной).

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

- Алмазы Сибири. Коллектив авторов под ред. А. П. Бутова и В. С. Соболева. Госгеолтехиздат, 1957.
- Барсанов Г. П. Некоторые данные по минералогии контактово-метасоматических образований Дашкесана. В сб. «Вопросы петрографии и минералогии», т. 2, 1953.
- Белов Н. В. Очерки по структурной минералогии. Очерк 4. — Минер. сборник Львовск. геол. об-ва, № 5, 1951.
- Бельков И. В. Срастание граната с мусковитом. — Докл. АН СССР, т. 64, № 2, 1949.
- Бельков И. В. Иттриевая минерализация амазонитовых пегматитов щелочных гранитов Кольского полуострова. В сб. «Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова», вып. 1, 1958.
- Белюстин А. В. Влияние избытка одной из компонент на скорость роста кристаллов двойной соли из раствора. — Труды Ин-та кристаллогр., вып. 12, 1956.
- Бетехтин А. Г. Минералогия. Госгеолиздат, 1950.
- Боженко Г. М. и Лиса Н. Я. К минералогии пегматитовых образований западной Волыни. — Минер. сборник Львовск. геол. об-ва, № 4, 1950.
- Вистелиус А. Б. Заметки о гранатах из окрестностей оз. Балхаш. — Записки Всес. минер. об-ва, ч. 72, № 3—4, 1943.
- Воробьев В. И. О кварце и полевоом шпате из копей горы Мокруши и об уваровите из Билимбаевской дачи на Урале. — Записки Минер. об-ва, ч. 42, № 2, 1905.
- Калинин П. В. Гранаты из пегматитовых жил южного Прибайкалья. — Труды МГРИ, т. 28, 1955.
- Кантор М. З. О гранатах Турьинских месторождений на Урале. — Изв. АН Тадж. ССР, Отд. естеств. наук, № 15, 1956.
- Кокшаров Н. И. Материалы для минералогии России, ч. 3, 1858.
- Корнажицкий А. Н. Евгение-Максимилиановские минеральные копи и некоторые другие новые мало исследованные месторождения минералов в области Среднего Урала. — Записки Минер. об-ва, ч. 34, № 1, 1895. (Отд. оттиск).
- Лабунцов В. А. Пегматиты Северной Карелии и их минералы. В сб. «Пегматиты СССР», т. 2, 1939.

- Л я х о в и ч В. В. Новые данные по минералогии Виллюйского месторождения ахтарандитов.— Труды Вост.-Сиб. филиала АН СССР, серия геол., вып. 1, 1954.
- М а х и н и н В. А. Генезис гранатов в пегматитах среднего Приднестровья— Минер. сборник Львовск. геол. об-ва, № 3, 1949.
- М о к и е в с к и й В. А. Влияние внешних условий на форму кристаллов. Кристаллография. (Труды Федоровской научной сессии 1953 г.), вып. 4, 1955.
- П и л и п е н к о П. П. Скарны и оруденение.— Труды МГРИ, т. 13, 1939.
- П о в а р е н н ы х А. С. О пренито-гранатовом скарне из Чаткальского района — Записки Всес. минер. об-ва, ч. 81, № 1, 1952.
- С е р д ю ч е н к о Д. П. Альмандин из некоторых месторождений Северного Кавказа и Украины.— Записки Всес. минер. об-ва, ч. 62, № 1, 1933.
- С е р д ю ч е н к о Д. И. Гроссуляр и андрациты из архейского комплекса Алдана.— Докл. АН СССР, т. 104, № 5, 1955.
- С о б о л е в В. С., С к и т к о в с к а я О. М и Э п ш т е й н Р. Я. Первичный магматический гранат (альмандин) в дацитах Закарпатья.— Минер. сборник Львовск. геол. об-ва, № 9, 1955.
- Т и т о в А. Г. Минералы Ильменских гор. Златоуст, 1928.
- Ф е р с м а н А. Е. Пегматиты, т. 1. Изд-во АН СССР. 1940.
- Ф е р с м а н А. Е. Материалы к минералогии о-ва Эльбы. Избр. труды, т. 1, 1952.
- Ч е р н ы ш е в Ф. Н. Аномалия в формуле Ильменских марганцевых гранатов.— Записки Минер. об-ва, ч. 17, 1882.
- Ч и р в и н с к и й П. Н. и О р л о в Н. А. К минералогии Кавказа и Крыма.— Ежегодник по геол. и минер. России, т. 16, № 9, 1914.
- Ш а ф р а н о в с к и й И. И. и Ф р а н к - К а м е н е ц к и й В. А. Внешняя форма кристаллов как отражение их внутреннего строения.— Вестник ЛГУ, № 1, 1948.
- A l d e r m a n A. R. Almandine from Botallack, Cornwall.— Miner. Mag., v. 24, № 148, 1935.
- G o l d s c h m i d t V. Atlas der Kristallformen, Bd. 4, 1918.
- P a b s t A. Garnet from vesicles in rhyolite near Ely, Nevada.— Amer. Miner., v. 23, № 2, 1938.
- S t o s e G. W. a. G l a s s J. J. Garnet crystals in cavities in metamorphosed triassic conglomerate in York County, Pennsylvania.— Amer. Miner., v. 23, № 7, 1938.
- Y o d e r H. S. a. K e i t h M. L. Complete substitution of aluminium for silica: the system  $3\text{MnO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{SiO}_2$  —  $3\text{Y}_2\text{O}_3 \cdot 5\text{Al}_2\text{O}_3$ .— Amer. Miner., v. 36, № 7 a. 8, 1951.