

А К А Д Е М И Я Н А У К
С С С Р

МИНЕРАЛЫ

И ПАРАГЕНЕЗИСЫ
МИНЕРАЛОВ
МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ
И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ
ГОРНЫХ ПОРОД

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р
ВСЕСОЮЗНОЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО

549+558.4

МИНЕРАЛЫ
И ПАРАГЕНЕЗИСЫ
МИНЕРАЛОВ
МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ
И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ
ГОРНЫХ ПОРОД

Б241



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ЛЕНИНГРАД
1975



РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Чл.-корр. АН СССР *П. М. Татаринов* (отв. редактор),
д-р геол.-минер. наук *Д. В. Рундквист* (отв. редактор),
акад. *Н. В. Белов*, д-р геол.-минер. наук *В. И. Герасимовский*,
д-р геол.-минер. наук *М. Н. Годлевский*, проф. *В. В. Доливо-Добровольский*,
акад. *Д. С. Коржинский*, проф. *А. А. Кузаренко*,
д-р геол.-минер. наук *А. С. Марфунин*, акад. АН УССР *Е. К. Лазаренко*,
акад. АН УССР *А. С. Поваренных*, проф. *С. П. Соловьев*, проф. *В. Б. Татарский*,
проф. *И. И. Шафрановский*, проф. *П. А. Строна*, доц. *Ю. Б. Марин*,
канд. геол.-минер. наук *Н. С. Рудашевский* (отв. секретарь),
А. Э. Гликин (отв. секретарь)

ДИНАМИКА НЕИЗОТЕРМИЧЕСКОГО МЕТАСОМАТОЗА И РУДООБРАЗОВАНИЯ ПРИ ПРОТЕКАНИИ ПАРАЛЛЕЛЬНЫХ, ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНЫХ И ПАРАЛЛЕЛЬНО-ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНЫХ РЕАКЦИЙ

Неравновесная теория динамики метасоматоза при протекании последовательных и независимых параллельных реакций рассматривалась В. С. Голубевым и В. Н. Шараповым (Голубев, 1970а, 1972; Голубев, Шарапов, 1969). Для случая инфильтрационного метасоматоза В. С. Голубевым (1970б) показано, как в рамках развитой теории учесть теплообмен гидротермального раствора со средой.

В свете развития предыдущих исследований в настоящей статье рассматриваются некоторые решения задач динамики неизотермического инфильтрационного метасоматоза и динамики инфильтрационного метасоматоза при протекании параллельно-последовательных реакций, а также возможность формирования ритмических метасоматических колонок.

Динамика неизотермического инфильтрационного метасоматоза

Пусть имеется однородная пористая среда, где в области $x > 0$ начиная с момента времени $t=0$ происходит фильтрация раствора с постоянной скоростью и в направлении, принятом за ось x . Плоскость $x=0$ принята за границу начала реакций замещения. Задача динамики метасоматоза заключается в том, чтобы определить распределение концентраций $C_i(x, t)$ и $q_i(x, t)$ ($i=1, 2, \dots, n$) веществ в жидком и твердом состояниях в любой момент времени t .

Решение задачи может быть получено путем использования уравнений материального баланса растворенных веществ, кинетики метасоматических реакций и уравнений, характеризующих теплообмен раствора с вмещающими породами.

Для простоты ограничимся рассмотрением инфильтрационного метасоматоза при протекании необратимых параллельных независимых реакций первого порядка. Уравнения материального баланса для i -вещества и кинетики реакции с его участием имеют вид:

$$\frac{\partial q_i}{\partial t} + \frac{\partial C_i}{\partial t} + u \frac{\partial C_i}{\partial x} = 0, \quad (1)$$

$$\frac{\partial q_i}{\partial t} = k_i C_i, \quad (2)$$

где k_i — константа скорости реакции.

Теплообмен раствора с вмещающими породами характеризуется уравнением конвективной теплопроводности, которое без учета тепловых эффектов реакций будет

$$a \frac{\partial T}{\partial t} + b \frac{\partial \theta}{\partial t} + au \frac{\partial T}{\partial x} - \kappa \alpha \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} = 0, \quad (3)$$

и уравнением теплопередачи Ньютона

$$b \frac{\partial \theta}{\partial t} = \gamma S_p (T - \theta), \quad (4)$$

где

$$a = \kappa c_{ж} \rho_{ж}, \quad (5)$$

$$b = (1 - \kappa) c_{п} \rho_{п}. \quad (6)$$

Здесь T и θ — температуры раствора и пород; κ — пористость пород; S_p — их удельная поверхность; $c_{ж}$, $c_{п}$ — теплоемкости жидкости и пород; $\rho_{ж}$, $\rho_{п}$ — их плотности; γ — коэффициент теплопередачи от жидкости пористой среде; α — коэффициент теплопроводности жидкости.

Скорость химических реакций зависит от температуры, согласно уравнению Аррениуса

$$k_i = k_{i0} e^{-A_i/RT}, \quad (7)$$

где k_{i0} — константа; R — универсальная газовая постоянная; A_i — энергия активации реакции.

Начальные и граничные условия процесса запишем в виде

$$\begin{aligned} C_i(0, t) &= C_{i0}, \quad C_i(x, 0) = 0, \quad q_i(x, 0) = 0, \\ T(0, t) &= T_0, \quad T(x, 0) = \theta(x, 0) = \theta_0 - \lambda x, \end{aligned} \quad (8)$$

где C_{i0} — исходная концентрация i -растворенного вещества; T_0 — температура раствора на входе в систему; θ_0 , λ — постоянные величины. Для общности в условиях (8) учтен начальный градиент температуры системы за счет теплового поля интрузива, который можно считать постоянным.

Решение системы (3), (4) при условиях (8) для достаточно больших скоростей теплообмена ($\gamma \rightarrow \infty$, $T = \theta$) записывается в виде

$$\begin{aligned} T = \theta = \theta_0 - \lambda(x - vt) + \frac{T_0 - \theta_0 + \lambda(x - vt)}{2} \left[1 - \operatorname{erf} \left(\frac{x - vt}{2\sqrt{\alpha_{эф} t}} \right) \right] - \\ - \frac{T_0 - \theta_0 - \lambda(x - vt)}{2} \frac{vTx}{e^{\alpha_{эф} t}} \left[1 - \operatorname{erf} \left(\frac{x + vt}{2\sqrt{\alpha_{эф} t}} \right) \right], \end{aligned} \quad (9)$$

где vT — скорость перемещения точки температурного фронта $T_{1/2} = \theta_0 + \frac{T_0 - \theta_0}{2}$ будет

$$vT = \frac{a}{a+b} u; \quad (10)$$

$$\alpha_{эф} = \frac{\kappa a}{a+b}; \quad (11)$$

$\operatorname{erf} z$ — интегральная функция Гаусса.

Проанализируем асимптотическую стадию процесса для $x \rightarrow \infty$, $t \rightarrow \infty$, но конечных $x - vt$. Тогда вместо (9) будем иметь

$$T = \frac{T_0 + \theta_0 - \lambda(x - vt)}{2} = T^0 - \beta x + at, \quad (12)$$

где

$$T^0 = \frac{T_0 + \theta_0}{2}, \quad \beta = \frac{\lambda}{2}, \quad \alpha = \frac{\lambda v_T}{2}.$$

Осуществив в (1), (2) замену независимых переменных

$$t_1 = t - \frac{x}{u}, \quad x_1 = x, \quad (13)$$

будем иметь (значок i опускаем)

$$\frac{\partial q}{\partial t_1} + u \frac{\partial C}{\partial x_1} = 0, \quad (14)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t_1} = kC. \quad (15)$$

Подставив (15) в (14) при зависимости k от T по (7), а T от x и t по (12) и интегрируя в пределах $C=C_0$, $x=0$ и C , x , найдем следующее решение для $C(x, t)$:

$$\ln \frac{C}{C_0} = \frac{k_0}{\beta u - \alpha} \left\{ (T^0 - \beta x + \alpha t) e^{-\frac{A}{R(T^0 - \beta x + \alpha t)}} - \left[T^0 + \alpha \left(t - \frac{x}{u} \right) \right] e^{-\frac{A}{R \left[T^0 + \alpha \left(t - \frac{x}{u} \right) \right]}} + \right. \\ \left. + \frac{A}{R} \operatorname{Ei} \left\{ -\frac{A}{R(T^0 - \beta x + \alpha t)} \right\} - \frac{A}{R} \operatorname{Ei} \left[-\frac{A}{R \left[T^0 + \alpha \left(t - \frac{x}{u} \right) \right]} \right] \right\}, \quad (16)$$

где $\operatorname{Ei}(z)$ — интегральная показательная функция.

Подставив (16) в (15), получим следующий интеграл для $q(x, t)$:

$$t = \frac{k_0 C_0}{\alpha} \int_{T^0 - \beta x}^{T_1} \left\{ \exp \frac{k_0}{r} \left[T_1 e^{-\frac{A}{RT_1}} + (T_1 + rx) e^{-\frac{A}{R(T_1 + rx)}} + \right. \right. \\ \left. \left. + \frac{A}{R} \operatorname{Ei} \left(-\frac{A}{RT_1} \right) - \frac{A}{R} \operatorname{Ei} \left(-\frac{A}{R(T_1 + rx)} \right) \right] \left(-\frac{A}{RT_1} \right) \right\} dT_1, \quad (17)$$

где $T_1 = T^0 - \beta x + \alpha t$, $r = \beta - \alpha/u$. Интеграл (17) удобно вычислить на ЭВМ.

Решение для q в аналитическом виде легко получить в случае реакции нулевого порядка. При этом решение для C определяется выражением (16), если левую часть заменить на $(C - C_0)$, а решение для q имеет вид:

$$q = \frac{k_0}{\alpha} \left[(T^0 - \beta x + \alpha t) e^{-\frac{A}{R(T^0 - \beta x + \alpha t)}} - \left(T^0 - \beta x + \frac{\alpha x}{u} \right) e^{-\frac{A}{R(T^0 - \beta x + \alpha t)}} + \right. \\ \left. + \frac{A}{R} \operatorname{Ei} \left\{ -\frac{A}{R(T^0 - \beta x + \alpha t)} \right\} - \frac{A}{R} \operatorname{Ei} \left\{ -\frac{A}{R \left(T^0 - \beta x + \frac{\alpha x}{u} \right)} \right\} \right]. \quad (18)$$

Решения (16)–(18) описывают распределение концентраций лишь в области, где температура меняется по закону (12). В самом общем случае они должны быть дополнены двумя уравнениями, характеризующими распределение концентраций в областях $T = T_0 = \text{const}$ и $T = \theta_0^* = \text{const}$, где θ_0^* — постоянная температура пород вне области их прогресса интрузией. Решения (16)–(18) характеризуют процесс при временах $x/u < t < \tau + x/u$, где τ — время достижения предельной концентрации q_0 минерала в начале координат $x=0$.

Время τ находится из (17) или (18) подстановкой $q=q_0$, $x=0$ и решением относительно t . При $t < x/u$ (или $x > ut$, куда раствор не дошел)

$C=0, q=0$. При $t > \tau + x/u$ процесс характеризуется системой уравнений (1), (2) при следующих начальных и граничных условиях:

$$\begin{aligned} C[x_0(t), t] &= C_0, \quad q[x_0(t), t] = q_0, \\ C(x, \tau) &= \varphi(x), \quad q(x, \tau) = \psi(x), \end{aligned} \quad (19)$$

где $x_0(t)$ — координата точки предельной концентрации C_0, q_0 в момент времени t .

Функции $\varphi(x), \psi(x)$ определяются из (16)–(18) подстановкой $t = \tau$.

Искомое решение при $t > \tau + x/u$ можно записать в виде

$$C(x, t) = \begin{cases} \varphi[x - v(t - \tau)], & (\tau + \frac{x}{u} < t < \tau + \frac{x}{v}), \\ C_0, & (t > \tau + \frac{x}{v}), \end{cases} \quad (20)$$

$$q(x, t) = \begin{cases} \psi[x - v(t - \tau)], & (\tau + \frac{x}{u} < t < \tau + \frac{x}{v}), \\ q_0, & (t > \tau + \frac{x}{v}). \end{cases} \quad (21)$$

Здесь скорость движения концентрированных волн C и q будет

$$v = \frac{u}{1 + \frac{q_0}{C_0}}. \quad (22)$$

Из (16) следует, что при времени $t < \tau + x/u$ закономерности начальной (нестационарной, см. ниже) стадии динамики метасоматоза наряду с кинетическими и гидродинамическими факторами (k_0, A, u), так же как и в изотермическом процессе, определяются теплофизическими свойствами (v_T) системы. При $t > \tau + x/u$ наступает стационарная стадия динамики метасоматоза, в которую концентрационные фронты C и q перемещаются в среде с постоянной скоростью v , не зависящей от теплофизических свойств среды. Скорость движения фронтов та же, что и в изотермическом процессе, в то время как форма концентрационных фронтов существенно различна.

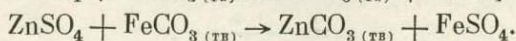
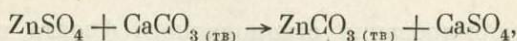
Этот вывод, по-видимому, справедлив лишь в определенных случаях. Вопрос о влиянии температурной волны на размывание концентрационного динамического фронта требует дальнейших исследований.

Теоретический анализ неизотермического метасоматоза, как видно из вышеизложенного, наталкивается на существенные математические трудности. Поэтому особый интерес представляет выявление случаев, когда неизотермическая задача может быть сведена к предельной изотермической постановке. Для диффузионного метасоматоза такой анализ проведен Д. С. Коржинским (1968), а для инфильтрационного — качественно рассмотрен В. С. Голубевым (1970а, 1970б). Полученные решения подтверждают этот анализ. Действительно, если $v < v_T$, то асимптотически (при $x, t \rightarrow \infty$) концентрационные фронты C и q окажутся в изотермической области $T = T_0$. Наоборот, при $v > v_T$ фронты C и q смещаются в область $T = \theta_0 = \text{const}$. При этом процесс стремится к изотермическим условиям протекания.

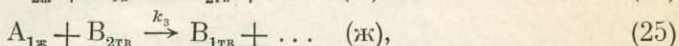
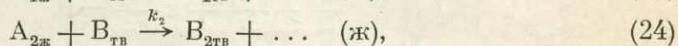
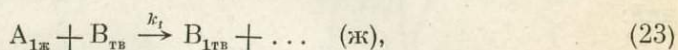
Исследование неизотермического процесса еще более усложнится при протекании сложных реакций замещения (параллельно-последовательных, зависимых параллельных и т. п.). Поэтому проведенный ниже анализ зависимости характера формирующейся зональности от типа реакции замещения относится к предельному изотермическому случаю.

Динамика изотермического инфильтрационного метасоматоза при протекании параллельно-последовательных реакций

Для природных реакций замещения во многих случаях, по-видимому, характерен последовательно-параллельный характер их протекания. Таковы, в частности, реакции взаимодействия сульфатных растворов металлов с карбонатными минералами (кальцит, доломит) в зоне вторичного сульфидного обогащения, например:



Рассмотрим некоторые закономерности динамики изотермического инфильтрационного метасоматоза при протекании трех необратимых параллельно-последовательных реакций типа:



где k_i — константы скоростей реакций; $B_{ТВ}$ — минерал породы, с которым реагируют растворенные вещества $A_{1ж}$ и $A_{2ж}$; $B_{1ТВ}$, $B_{2ТВ}$ — образующиеся минералы.

Решение задачи находится путем использования уравнений материального баланса веществ A_1 , A_2 и кинетики необратимых параллельно-последовательных реакций при следующих начальных и граничных условиях процесса:

$$\begin{aligned} C_i(x, 0) = 0, \quad q_i(x, 0) = 0, \\ C_i(0, t) = C_{i0}, \quad (i = 1, 2). \end{aligned} \quad (26)$$

Нахождение решения задачи в общем случае затруднено тем, что параллельные реакции (23) и (24) не являются независимыми, поскольку происходит замещение одного и того же минерала В. Ограничимся приближенным исследованием стационарной стадии динамики метасоматоза, которая характеризуется тем, что стационарные концентрационные фронты реагирующих веществ A_i ($i=1, 2$) перемещаются в сторону положительной оси x с постоянными скоростями v_i ($i=1, 2$). Стационарная стадия процесса формирования зональности, образующейся при $v_2 > v_1$, устанавливается при достаточно большом времени, когда в сечении $x=0$ исчезает минерал B_2 за счет протекания необратимой реакции (25). Формирование концентрационного фронта минерала B_1 в стационарную стадию происходит по реакции (25).

Динамика формирования передового фронта минерала B_2 (растворенного вещества A_2) характеризуется следующей системой дифференциальных уравнений (предполагаем, что реакции следуют первому порядку по растворенным веществам):

$$\frac{\partial q_2}{\partial t} + \frac{\partial C_2}{\partial t} + u \frac{\partial C_2}{\partial x} = 0, \quad (27)$$

$$\frac{\partial q_2}{\partial t} = k_2 C_2. \quad (28)$$

Решение этой системы при условиях (26) для стационарной стадии процесса имеет вид:

$$q_2 = \begin{cases} q_0 \exp \left\{ -\frac{k_2}{u} \left(1 + \frac{C_{20}}{q_0} \right) [x - v(t - \tau_2)] \right\}, & \left(\tau_{20} + \frac{x}{u} < t < \tau_2 + \frac{x}{v_2} \right), \\ q_0, & \left(t > \tau_2 + \frac{x}{v_2} \right), \end{cases} \quad (29)$$

$$C_2 = \frac{C_{20}}{q_0} q_2, \quad \left(t > \tau_2 + \frac{x}{u} \right), \quad (30)$$

где τ_2 — время формирования стационарного фронта вещества B_2 (A_2); v_2 — скорость движения передового фронта B_2 (A_2) будет

$$v_2 = \frac{u}{1 + q_0/C_{20}}. \quad (31)$$

Поскольку $v_2 > v_1$, то формирование концентрационного фронта минерала B_1 в стационарную стадию происходит лишь за счет взаимодействия $A_{1ж}$ с $B_{2тв}$ и характеризуется системой дифференциальных уравнений:

$$\frac{\partial q_1}{\partial t} + \frac{\partial C_1}{\partial t} + u \frac{\partial C_1}{\partial x} = 0, \quad (32)$$

$$\frac{\partial q_1}{\partial t} = k_3 C_1. \quad (33)$$

Решение данной системы при условиях (26) для стационарной стадии процесса записывается аналогично:

$$q_1 = \begin{cases} q_0 \exp \left\{ -\frac{k_3}{u} \left(1 + \frac{C_{10}}{q_0} \right) [x - v_1(t - \tau)] \right\}, & \left(\tau_1 + \frac{x}{u} < t < \tau_1 + \frac{x}{v_1} \right), \\ q_0, & \left(t > \tau_1 + \frac{x}{v_1} \right), \end{cases} \quad (34)$$

$$C_1 = \frac{C_{10}}{q_0} q_1, \quad \left(t > \tau_1 + \frac{x}{u} \right), \quad (35)$$

где τ_1 — время формирования стационарного фронта вещества B_1 (A_1), причем в общем случае $\tau_1 \neq \tau_2$; v_1 — скорость движения этого фронта:

$$v_1 = \frac{u}{1 + q_0/C_{10}}. \quad (36)$$

Распределение концентраций минерала B_2 в тыловой части зоны B_2 следует из очевидного условия баланса $q_1 + q_2 = q_0$.

На рис. 1 схематически представлено распределение концентраций образующихся минералов вдоль оси x для фиксированного времени. В соответствии с полученными решениями (29) и (34) в каждой зоне образующейся метасоматической колонки содержится один метасоматический минерал. Границы между зонами в общем случае размыты, на границе зон B_1 и B_2 имеется подзона, содержащая оба минерала. Характер распределения концентраций в подзоне экспоненциальный, а в общем случае определяется порядком реакций замещения.

Скорости реакций замещения с участием малорастворимых соединений тем больше, чем больше разница в произведениях растворимости между исходными и конечными продуктами (Ольшанова и др., 1963). Так как $k_1 > k_2$, то зоны в метасоматической колонке при протекании параллельно-последовательных реакций располагаются в порядке возрастания произведения растворимости (ПР) метасоматических минералов $ПР_{B_2} > ПР_{B_1}$. Эта зависимость эмпирически установлена в осадочной хроматографии (Ольшанова и др., 1963).

Если скорости реакций велики ($k_1 \rightarrow \infty$, $k_2 \rightarrow \infty$), то из (29) и (34) следуют резкие границы метасоматических зон. Линейные размеры зон растут пропорционально времени по закону:

$$\lambda_1 = \frac{ut}{1 + \frac{q_0}{C_{20}}}, \quad (37)$$

$$\lambda_2 = \frac{ut}{1 + \frac{q_0}{C_{10}}} - \frac{ut}{1 + \frac{q_0}{C_{20}}}. \quad (38)$$

Когда стационарная стадия процесса не достигнута, образуются зоны минерала B_2 и минералов B_1 , B_2 , в то время как мономинеральная зона B_1 отсутствует (рис. 2).

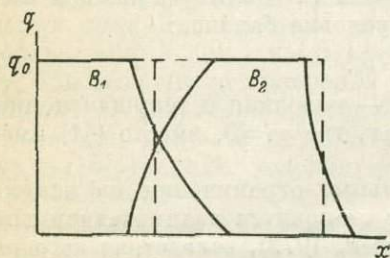


Рис. 1. Распределение минералов в среде для стационарной стадии процесса.

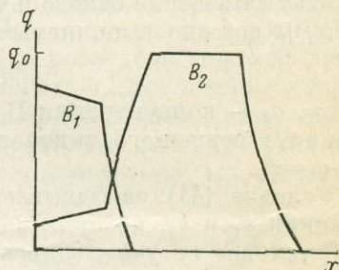
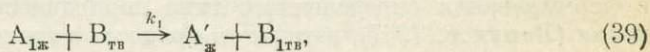


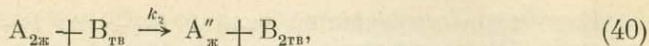
Рис. 2. Распределение минералов в среде для нестационарной стадии процесса.

К динамике ритмических образований при метасоматозе

Метасоматические породы в ряде случаев имеют ритмические структуры, когда в пределах одной зоны метасоматической колонки образующиеся минералы не распределены равномерно, а представлены чередующимися полосами, в каждой из которых содержание одного из минералов достигает максимума. Например, ритмически зональное распределение магнетита и сульфидных минералов наблюдалось нами на ряде железорудных месторождений Горной Шории. Ритмическая зональность волластонита и граната получена нами и в опытах по экспериментальному воспроизведению диффузионных известковых скарнов. Формирование таких ритмических структур идет другим способом, чем образование полос Лизеганга, — путем химических реакций между растворенными веществами с получением малорастворимого соединения (Шемякин, Михалев, 1938). При получении осадочных хроматограмм в ряде случаев наблюдаются ритмические зоны осадка (Ольшанова и др., 1963). Поскольку механизм образования осадочных хроматограмм и метасоматических пород — гетерогенные химические реакции между раствором и твердой фазой (осадитель, порода) — близки друг к другу, то сходны и механизмы формирования ритмических структур. Однако в литературе имеются лишь качественные представления о механизме формирования ритмических зон осадочных хроматограмм.

Рассмотрим некоторые вопросы динамики ритмических образований при метасоматозе. Обсудим случай, когда между раствором и породой протекают зависимые параллельные реакции замещения. Для простоты ограничимся двумя реакциями:





где $B_{тв}$ — минерал породы, с которым реагируют растворенные вещества $A_{1ж}$ и $A_{2ж}$; $A'_{ж}$, $A''_{ж}$, $B_{1тв}$, $B_{2тв}$ — жидкие и твердые продукты реакций.

Примером могут служить приведенные выше реакции замещения карбоната кальция карбонатами меди и железа при условии, что исходные концентрации меди и железа выбраны таким образом, что в системе не протекают последовательные реакции замещения $CuCO_3$ на $FeCO_3$ или наоборот.

Динамика инфильтрационного метасоматоза характеризуется уравнениями материального баланса веществ A_1 и A_2 и уравнениями кинетики реакций замещения при обычных начальных и граничных условиях. Рассматриваемые реакции не являются независимыми, поскольку происходит замещение одного и того же минерала B . Поэтому в каждой точке системы должно выполняться очевидное условие баланса:

$$q_1 + q_2 + q_B = q_0, \quad (41)$$

где q_1 , q_2 — концентрации B_1 и B_2 ; q_0 , q_B — исходная и текущая концентрации замещенного минерала B ; в точках, где $q_B = 0$, вместо (41) имеем $q_1 + q_2 = q_0$.

Условие (41) накладывает дополнительные ограничения на искомые функции q_1 и q_2 , которые в общем случае становятся взаимозависимыми. Это условие не учитывалось ранее (Голубев, 1972), вследствие чего развитая ранее теория динамики метасоматоза относится к случаю протекания независимых параллельных реакций замещения.

Ограничимся для простоты качественным анализом задачи. Пусть для определенности $k_1 > k_2$. Тогда при временах процесса $t \leq 1/k_2$ протекает главным образом реакция (39), в то время как $C_2 \approx C_{20} = \text{const}$. Стационарная стадия образования минерала B_1 характеризуется уравнением (34), если заменить k_2 на k_1 (τ_1 — время установления стационарного состояния по минералу B_1 , предполагаем, что $\tau_1 < 1/k_2$).

В области $x > v_1(t - \tau_1)$ образования минерала B_1 не происходит. Однако благодаря наличию вещества A_2 , которое «проскакивает» в эту область вместе с потоком, образуется минерал B_2 с меньшей скоростью, чем B_1 . Динамика стационарной стадии этого процесса характеризуется решениями (29) и (30).

При $t > \tau_2$ фронт вещества A_1 начинает перемещаться со скоростью потока, поскольку реакция с его участием не протекает, и догоняет фронт A_2 ко времени t^* , которое находится из приближенного условия

$$(t^* - \tau_2)u + \frac{u}{1 + \frac{q_0}{C_{10}}} \tau_2 \approx \frac{u}{1 + \frac{q_0}{C_{20}}} t^*. \quad (42)$$

Отсюда

$$t^* \approx \tau_2 \frac{u - v_1}{u - v_2} \tau_2. \quad (43)$$

При $t > t^*$ протекает реакция замещения (40) с образованием минерала B_2 .

Таким образом, благодаря динамическим факторам происходит периодическое истощение раствора каждым из компонентов (в данном случае A_1 и A_2). Это приводит, как показано выше, к формированию ритмических структур, в которых метасоматические минералы (здесь B_1 и B_2) образуют чередующиеся полосы. Указанный динамический механизм формирования ритмических минеральных образований, по-видимому, имеет значение в формировании определенного типа периодической зональности оруденения (Лапухов, 1967), а также в процессе ритмической кристаллизации.

Выводы

1. Динамика инфильтрационного метасоматоза характеризуется системой дифференциальных уравнений материального баланса растворенных компонентов, кинетики (скорости) метасоматических реакций и уравнения конвективного теплопереноса.

2. Получены и исследованы некоторые аналитические решения данной системы дифференциальных уравнений при предельных начальных и граничных условиях развития процесса.

3. Характер развития зональности в метасоматической колонке зависит от порядка и типа реакций замещения. При протекании независимых параллельных реакций зональность формируется одновременно, а число минералов в соседних зонах колонки меняется в простейшем случае на единицу. При наличии зависимых параллельных реакций закономерности динамики процесса усложняются. При протекании последовательных реакций зональность может развиваться последовательно во времени, при этом число минералов в соседних зонах в простейшем случае одинаково. Аналогичны предельные закономерности динамики метасоматоза при наличии параллельно-последовательных реакций. Анализируются возможные условия формирования ритмических метасоматических колонок.

4. Предлагаемое описание динамики метасоматоза является развитием теории метасоматической зональности Д. С. Коржинского на основе учета дополнительных факторов — влияния конечной скорости и типа реакций замещения, а также изменения термодинамических условий миграции на характер развития зональности.

ЛИТЕРАТУРА

Голубев В. С. К общей теории динамики метасоматоза. — Геология рудных мест., 1970а, № 6.

Голубев В. С. Метасоматическая зональность с учетом изменения термодинамических условий миграции. — Геология и геофизика, 1970б, № 5.

Голубев В. С. К теории динамики инфильтрационного метасоматоза. — Зап. Всесоюз. минер. общ., 1972, ч. 101, вып. 2.

Голубев В. С., Шарапов В. Н. К теории динамики инфильтрационного метасоматоза при наличии последовательных реакций. — ДАН СССР, 1969, т. 189, № 6.

Коржинский Д. С. Теория метасоматической зональности. М., «Наука», 1968.

Лапухов А. С. Температурные условия образования и зональность оруденения на Салаирском рудном поле. — Сов. геология, 1968, № 7.

Ольшанова К. М., Копылова В. Д., Морозова Н. И. Осадочная хроматография. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Шемякин Ф. М., Михалев Л. Ф. Физико-химические периодические процессы. М., Изд-во АН СССР, 1938.

В. И. СИЛАЕВ

ПЕРЕКРИСТАЛЛИЗАЦИЯ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ПРИ КОНТАКТОВОМ МЕТАМОРФИЗМЕ

Перекристаллизация с укрупнением кристаллов, под которой понимается процесс роста одних индивидов за счет вещества других без массообмена между агрегатом и внешней средой и с сохранением тех же самых минеральных видов (Ферберн, 1949; Григорьев, 1956), как известно, совершается в различных условиях. Особого внимания заслуживает пере-

кристаллизация в присутствии растворителя и при повышенной температуре. Перекристаллизация в присутствии растворителя описана и проанализирована Г. Г. Леммлейном (1953), Д. П. Григорьевым (1956, 1961) и Ю. О. Пуниным (1964, 1965) и является довольно хорошо изученным процессом. Напротив, анализ перекристаллизации при повышенной температуре в настоящее время почти отсутствует.

Нами исследована перекристаллизация с укрупнением кристаллов существенно карбонатных пород в контактовых ореолах пластовых диабазовых тел на Центральном Пай-Хое. Диабазовые тела залегают в породах среднего—верхнего ордовика, представленных переслаиванием аргиллитов, известковых алевролитов, мергелей и сланцев различной карбонатности. Степень эпигенеза вмещающих пород соответствует в целом интервалу глубинный катагенез—ранний метагенез. В контакте с диабазовыми телами ордовикские породы превращены в типичные кальцифиры с характерным набором метаморфических минералов: эпидот, везувиян, гроссуляр, диопсид. Мощность контактовых ореолов колеблется в интервале от первых метров до 100 м. Глубина формирования контактовых образований на Пай-Хое исходя из мощности вышележащих в момент внедрения интрузивных тел пород оценивается в 1000—1600 м. Это соответствует приблизительно 300—500 бар из расчета возрастания давления на каждый километр погружения на 250—300 бар (Винклер, 1969). Максимальная температура прогрева вмещающих пород в контакте с диабазовыми телами, согласно наблюдаемым парагенезисам, достигает 550—600° С.

Для характеристики процесса перекристаллизации нами проведен granulометрический анализ карбоната и кварца кальцифиров. Анализу подвергались наиболее карбонатные кальцифиры, образовавшиеся за счет мергелей. Анализ проводился в шлифах следующим образом. Для каждой из точек наблюдения производилось 30—50 замеров диаметра изометричных и среднего поперечного размера неизометричных зерен. Последний определялся как среднеарифметическое между наибольшим и наименьшим измерениями зерна. Из общего числа замеров отбирались пять максимальных и пять минимальных, по которым определялись размеры соответственно крупных и мелких зерен. Расчет размера средних зерен осуществлялся исходя из оставшихся 20—40 замеров. Усадка вещества пород при контактовом метаморфизме охарактеризована изменением пористости кальцифиров, которая определялась по объемному и удельному весам.

Результаты исследования

Измененные в контакте с диабазовыми телами породы отличаются более светлой окраской и большей плотностью. В направлении усиления метаморфизма (прогрева) вмещающих пород наблюдается рост зерен карбоната, их изометризация, переход от бластоцелитовой структуры к зубчатой гетерогранобластовой и далее мозаичной. Наблюдается также «чистка» перекристаллизованных индивидов вследствие выталкивания насыщающих протозерна карбоната примесей в межкристалльные промежутки. На рис. 1 показаны типичные результаты исследования перекристаллизации карбонатных пород в контактовом ореоле одного из диабазовых тел Центрального Пай-Хоя.

В направлении к контакту с диабазовым телом пористость кальцифиров резко снижается, что свидетельствует об интенсивной термической усадке их вещества, т. е. процессе спекания. Косвенным подтверждением этого являются так называемые «жилки перекристаллизации» (Каледа, 1955), частота встречаемости которых возрастает к контакту с диабазом.

Размер средних по величине зерен карбоната в направлении повышения интенсивности метаморфизма заметно растет. Ход кривых изменения размеров наиболее мелких и крупных индивидов в целом аналогичен ходу кривой для средних, но степень увеличения крупных зерен в большинстве случаев выше, чем мелких, что иллюстрируется на рис. 1 кривой отношения размеров мелких и крупных индивидов. Поскольку ход кривой для мелких кристаллов говорит об исчезновении минимальных зерен

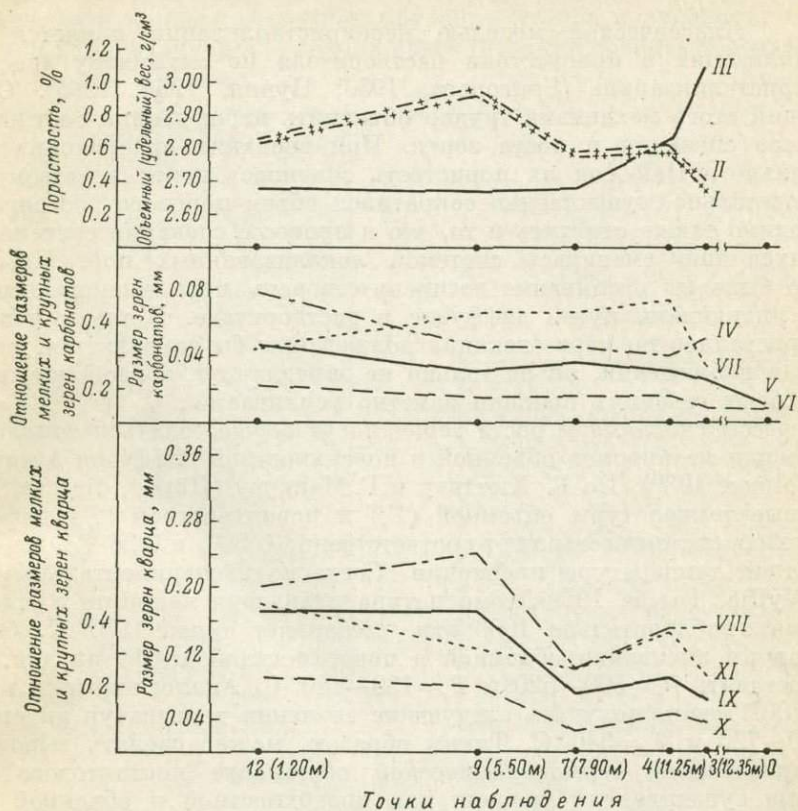


Рис. 1. Перекристаллизация ордовикских пород Центрального Пай-Хоя в контактовом ореоле диабазового силла.

I — объемный вес; II — удельный вес; III — общая пористость; IV, VIII — размер крупных зерен; VI, X — размер мелких зерен; V, IX — размер средних зерен; VII, XI — отношение размеров мелких и крупных зерен. В скобках — расстояние точек наблюдения от контакта с силлом.

карбоната из агрегата по мере продвижения к контакту с диабазом, то его можно считать еще одним подтверждением предполагаемого характера массообмена между мелкими и крупными зернами. Большая скорость роста крупных зерен свидетельствует, по-видимому, о преимущественно мелкозернистом характере исходного агрегата.

Для кварца картина изменения размера зерен имеет существенно иной характер. На фоне некоторого роста к контакту с диабазом наблюдаются хаотические колебания размеров его индивидов, отношение размеров мелких и крупных зерен к контакту несколько возрастает. В целом создается впечатление, что кварц затронут перекристаллизацией очень мало. Характерной особенностью является сохранение в зернах кварца кальцифиоров волнистого или микроблочного погасания.

Таким образом, изменения осадочных пород в контакте с диабазовыми телами сводятся в основном к следующему: 1) уменьшению пористости в процессе спекания; 2) росту зерен карбоната, в меньшей степени кварца; 3) концентрации примесей в межкристалльных промежутках в результате очищения кристаллов карбоната в процессе перекристаллизации.

Модель перекристаллизации

Классической моделью перекристаллизации является перекристаллизация в присутствии растворителя по механизму «растворение—кристаллизация» (Григорьев, 1956; Пунин, 1964, 1965). Однако с позиций этого механизма трудно объяснить наблюдаемые соотношения процессов спекания и роста зерен. При спекании ордовикских пород Центрального Пай-Хоя их пористость снизилась почти в четыре раза, а следовательно, существенно сократился объем порового растворителя. Необходимо также отметить и то, что в процессе спекания система сообщающихся пор сменилась системой локализованных пор. Последнее должно было бы несомненно воспрепятствовать перемещению вещества между индивидами путем диффузии в растворителе. В таких условиях рост кристаллов по мере спекания должен был бы замедляться, но, как показали наблюдения, он не только не замедляется, а наоборот, в приконтактных сечениях колонки заметно усиливается.

Процессы спекания и роста зерен могут осуществляться сопряженно при помощи механизмов объемной и поверхностной диффузии в кристаллах (Volmer, 1939). По Г. Хюттигу и Г. Маркусу (Hüttig, Marcus, 1939), начальные температуры объемной (T_v) и поверхностной (T_s) диффузии для «сухих» систем составляют соответственно $0.5 T_f$ и $0.26 T_f$, где T_f — абсолютная температура плавления. Согласно экспериментальным данным (Wyllie, Tuttle, 1959), температура плавления кальцита в условиях давления приблизительно 1000 атм. составляет около 1570°K . Отсюда температуры активации объемной и поверхностной диффузии для кальцита составят: $T_v = 500-520$ и $T_s = 130-140^\circ \text{C}$. Аналогично для кварца ($T_f = 1700^\circ$) можно получить следующие значения температур активации: $T_v = 700-720$ и $T_s = 340^\circ \text{C}$. Таким образом, можно сделать вывод, что в предполагаемой термодинамической обстановке контактового метаморфизма существовали условия для поверхностной и объемной самодиффузии в кристаллах карбоната и поверхностной самодиффузии в кристаллах кварца. На отсутствие объемного варианта диффузии в кварце указывает сохранение вплоть до приконтактных сечений колонок волнистого погасания его зерен.

Спекание и перекристаллизация с укрупнением кристаллов, как известно, приводит, с одной стороны, к уменьшению пористости агрегата в результате заполнения межзерновых промежутков веществом, высвобождающимся при изометризации зерен и стабилизации межкристалльных границ, а с другой — к росту обычно крупных индивидов за счет вещества мелких. Принципиальное различие процессов заключается в разном направлении миграции вещества: к порам и межзерновым промежуткам при спекании и к границам зерен при перекристаллизации (Будников, Гистлинг, 1971). В вопросе о механизме спекания и перекристаллизации можно выделить два аспекта — термодинамический и кинетический.

С термодинамической точки зрения общей причиной этих двух процессов является стремление системы к минимуму термодинамического потенциала, которое может быть реализовано снижением поверхностной энергии кристаллических фаз:

$$\Delta E = -\sum \sigma_i \Delta S_i,$$

где σ_i — удельная сила натяжения поверхностного элемента i ; S_i — площадь поверхностного элемента i ; минус перед $\sum \sigma_i \Delta S_i$ указывает на снижение термодинамического потенциала системы.

В основе современного кинетического представления о самодиффузии в кристаллических телах лежит понятие о «паре Френкеля» (Френкель, 1950), т. е. о возможности возникновения в кристаллической решетке при определенных условиях пары: атом (ион) в междузлии—вакантный узел (вакансия). С этой позиции самодиффузия в кристаллах в основном представляет процесс встречной миграции атомов и вакансий, хаотической или направленной в условиях существования градиента соответствующей

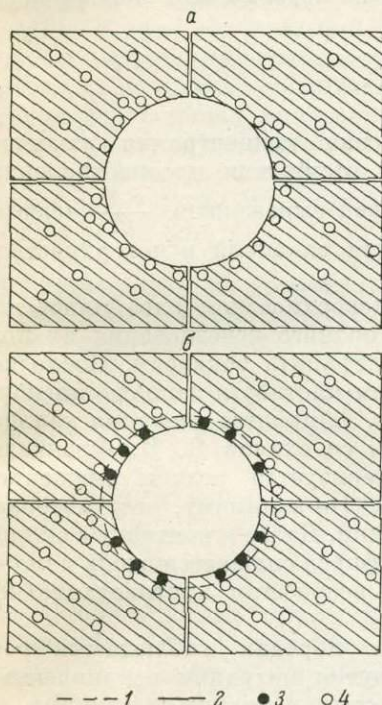


Рис. 2. Принципиальная схема затягивания локализованной поры.

a и b — последовательные состояния участка кристалла. 1, 2 — соответственно начальная и конечная границы поры; 3 — атом; 4 — вакансия.

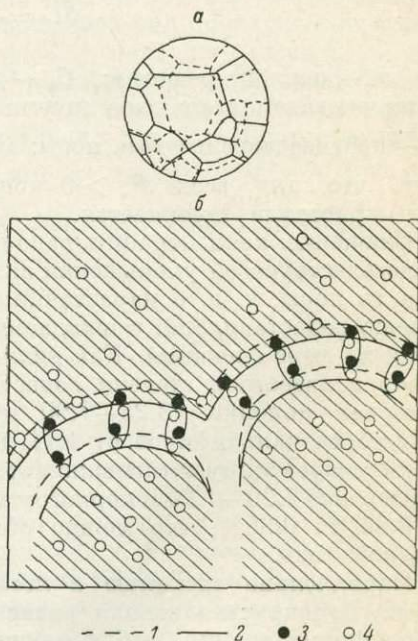


Рис. 3. Принципиальная схема миграции межзерновых границ при перекристаллизации.

a — последовательные состояния агрегата кристаллов; b — атомарная схема миграции границ. 1, 2 — соответственно начальное и конечное положения межзерновой границы; 3 — атом; 4 — вакансия.

щего термодинамического потенциала. В настоящее время установлено, что число вакансий в пределах кристалла неодинаково: выпуклые поверхности кристалла характеризуются пониженным относительно внутренней его части количеством вакансий, а вогнутые — повышенным. Кристаллу в целом свойственно стремление к вакансионному равновесию.

Ход спекания с позиции самодиффузии в кристаллах можно представить следующим образом (рис. 2). Если начальную пору рассматривать как концентратор вакансий, то необходимо допустить резкое повышение здесь их потенциала. При достижении системой активированного состояния будет наблюдаться поток вакансий из поры в поверхностные слои зерен, а следовательно, поток атомов в пору. Приток вакансий в поверхностный слой кристалла смещает вакансионное равновесие между ним

и внутренней частью кристалла в пользу последней. Следовательно, вакансии «транзитно» последуют в глубь кристалла, освобождая место для новых порций вакансий из поры. Навстречу потоку вакансий из глубины кристалла движется поток атомов в пору, и пора затягивается. По Я. И. Френкелю, спекание подразделяется на два этапа: а) затягивание открытых пор (полостей) и образование локализованных пор различной формы, процесс протекает с постоянной скоростью; б) сокращение и изометризация объема замкнутых пор под действием сил поверхностного натяжения, процесс со временем замедляется под влиянием противодействия газа поры. Связь изменения концентрации вакансий в окружающем пору слое кристалла с противодействием газа поры на этот слой выражается формулой (Гегузин и др., 1952)

$$\Delta C = - \frac{P_r \delta^3}{kT} C_0,$$

где δ — период решетки; C_0 — равновесная концентрация вакансий в окружающем пору слое кристалла при отсутствии противодействия; P_r — противодействие газа поры; минус перед выражением $\frac{P_r \delta^3}{kT}$ показывает, что при всех $P_r > 0$ концентрация вакансий в поверхностном слое кристалла понижается.

Снижение концентрации вакансий в поверхностном слое кристалла свидетельствует об уменьшении вплоть до полного исчезновения их потока из поры, т. е. о нарастании в поре дефицита вакансий. Последнее хорошо сопоставляется с ожидаемым ростом плотности заполнения поры газом по мере спекания. Как видно из рис. 1, процесс спекания кальцифиров в известной степени сопоставляется со схемой Я. И. Френкеля. Интервал колонки 13.25—7.90 м характеризуется резким снижением пористости кальцифиров от 1.11 до 0.35%. По-видимому, этот интервал соответствует этапу затягивания открытых пор. Далее к контакту с силлом в интервале 7.90—1.20 м пористость кальцифиров снижается очень мало — от 0.36 до 0.35%, что можно объяснить возросшим противодействием поровой фазы.

Параллельно спеканию в исследуемых породах наблюдается рост зерен. Перекристаллизация развивается путем миграции искривленных межзерновых границ, наблюдающихся на стыках мелких и крупных зерен, к центрам кривизны, что приводит к «поеданию» мелких зерен крупными (рис. 3, а). В отличие от спекания, которое со временем замедляется и мало реагирует на дальнейшее повышение температуры, перекристаллизация с повышением температуры непрерывно усиливается. На раннем этапе процесса, когда межзерновое пространство обладает избытком вакансий, происходит, по-видимому, обогащение поверхностных слоев контактирующих зерен вакансиями, т. е. в сущности наблюдается лишь спекание. По мере расходования вакансий межзернового промежутка их потоки в зерна снижаются, но не одновременно: раньше насыщается вакансиями поверхностный слой крупного зерна, а начиная с некоторого момента поток вакансий в мелкий кристалл компенсируется их стоком в межзерновое пространство из поверхностного слоя крупного кристалла. Вот этот последний этап и представляет собой собственно перекристаллизацию с укрупнением кристаллов по вакансионному механизму (рис. 3, б).

Процесс срастания контактов между зернами агрегата, как показывают наблюдения и следует из теории, не идет до полной гомогенизации частиц, а ограничивается достижением равновесного положения межзерновых контактов. Условия равновесного положения межзерновых контактов легко получить с учетом действия сил натяжения границы раздела и поверхностей кристаллических фаз (Будников, Харитонов, 1966).

Для случая границы двух фаз это условие запишется следующим образом:

$$\frac{\sigma_{AB}}{\sin \gamma} = \frac{\sigma_A}{\sin \beta} = \frac{\sigma_B}{\sin \alpha},$$

где σ_{AB} , σ_A , σ_B — удельные силы поверхностного натяжения соответственно границы раздела и поверхностей фаз А и В; γ , β , α — углы между соответствующими векторами сил поверхностного натяжения. Из этого выражения легко убедиться, что для мономинерального агрегата в условиях равенства σ_{AB} , σ_A и σ_B углы α , β и γ будут равны и составят по 120° . Примером таких равновесных структур могут служить мозаичные структуры кварцитов и мраморов.

Необходимо специально остановиться на поведении примесей в карбонатных зернах при перекристаллизации. Обычно «чистку» перекристаллизованных индивидов связывают с соотношением сил поверхностного натяжения на границах минерал—примесь ($\sigma_{м-п}$), минерал—пора ($\sigma_{м-по}$), примесь—пора ($\sigma_{п-по}$). На фоне общей тенденции к уменьшению поверхностной энергии границы раздела фаз процесс выталкивания примесей в межзерновые промежутки будет отвечать следующему условию (Григорьев, 1956):

$$\sigma_{м-п} > \sigma_{м-по} + \sigma_{п-по}.$$

Но принципиально возможны явления индифферентного отношения примесей к перекристаллизации:

$$\sigma_{м-п} = \sigma_{м-по} + \sigma_{п-по},$$

а также захват примесей перекристаллизованной фазой в условиях интенсивной «смачиваемости» на границе минерал—пора:

$$\sigma_{м-п} < \sigma_{м-по} + \sigma_{п-по}.$$

Во втором случае мы, очевидно, будем иметь дело с гелицитовыми структурами, а в третьем — наблюдать обогащение растущих индивидов примесями. Механизм «чистки» во многом не ясен. Однако можно, видимо, сослаться на Я. Е. Гегузина (1970), которому как будто удалось показать связь перемещения примесей в кристаллах с броуновским движением атомов. По его расчетам, примеси с радиусом в 1 мк смещаются на расстояние, равное радиусу, за 300 лет. Соответствующее время для примесных частиц с радиусом в 0.1 и 0.01 мк составит соответственно одни сутки и одну секунду. Ранее (Каледа, 1955; Douglas, 1971) отмечалась негативная роль примесей в перекристаллизации. Наши наблюдения показали, что на участках кальцифиров, обогащенных углефицированным веществом, размер кристаллов карбоната составляет лишь две трети от размера индивидов на «чистых» участках пород. С термодинамической точки зрения влияние примесей на перекристаллизацию обусловлено следующим. Снапливаясь в межкристалльных промежутках, примеси адсорбируются на поверхностях индивидов. Согласно теореме Дж. В. Гиббса (1950), при адсорбции примесей происходит изменение удельной свободной энергии

$$\Delta \varepsilon_i = - \frac{n_i \theta_i k T d a}{a},$$

где θ_i — степень покрытия поверхности i ; n_i — максимально достижимое число мест адсорбции; a — активность примесного компонента.

Из приведенной формулы видно, что при адсорбции ($n_i \theta_i > 0$) происходит снижение удельной поверхностной свободной энергии ($\Delta \varepsilon_i < 0$), а следовательно, снижение свободной энергии всей поверхности. Таким образом, уже в результате адсорбции достигается некоторое снижение термодинамического потенциала системы, в результате чего степень про-



явления перекристаллизации с укрупнением кристаллов снижается. Кинетика этого явления менее ясна. Можно предположить, что скопление примесей в межзерновых промежутках затрудняет переход атомов с поверхности малых зерен на поверхность больших и таким образом тормозит ход перекристаллизации.

Заключение

Изучение контактового метаморфизма карбонатных пород указывает на интенсивное проявление в контактовых породах спекания и перекристаллизации с укрупнением кристаллов, которые ведут, с одной стороны, к резкому снижению пористости пород, а с другой — к росту зернистости агрегата. Перекристаллизация контактовых пород сопровождается «чисткой» кристаллов карбоната от примесей (глинистые частицы, углистое вещество), которые большей частью скапливаются в межзерновых промежутках. Интенсивность проявления перекристаллизации зависит от количества примесей в исходных породах, а именно заметно снижается на обогащенных примесями участках пород. Анализ термодинамических условий метаморфизма и кинетики спекания и перекристаллизации позволяет сделать вывод о диффузионном механизме этих процессов.

ЛИТЕРАТУРА

- Будников П. П., Гистлинг А. М. Реакции в смесях твердых веществ. М., Стройиздат, 1971.
- Будников П. П., Матвеев М. А., Яновский В. К., Харитонов Ф. Я. Спекание и собирательная рекристаллизация спектрально чистой окиси магния с добавками двуокиси гафния. — Изв. АН СССР, 1965, неорган. матер., № 1.
- Будников П. П., Харитонов Ф. Я. Миграция зерен и влияние межчастичных контактов на уплотнение корундовой керамики при спекании. — ЖПХ, 1966, 39, № 11.
- Гегузин Я. Е. Очерки о диффузии в кристаллах. М., «Наука», 1970.
- Гегузин Я. Е., Маркон Л. О., Пинес Б. Я. Самодиффузия и вязкое течение (спекание и крип) у сфрессованных металлических порошков. — ДАН СССР, 1952, т. 87, № 4.
- Гиббс Дж. В. Термодинамические работы. М., Гостеоиздат, 1950.
- Григорьев Д. П. Перекристаллизация минералов. — Зап. Всесоюз. минер. общ., 1956, ч. 85, № 2.
- Григорьев Д. П. Онтогенез минералов. Изд-во Львовск. унив., 1961.
- Каледа Г. А. К вопросу о перекристаллизации карбонатных пород. — В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований, т. 2. Изд-во Львовск. унив., 1955.
- Леммлейн Г. Г. К теории залечивания трещин в кристалле и о равновесной форме отрицательного кристалла. — ДАН СССР, 1953, т. 89, № 2.
- Пунин Ю. О. Перекристаллизация с укрупнением зерна в водном растворе. — Зап. Всесоюз. минер. общ., 1964, ч. 93, вып. 3.
- Пунин Ю. О. К вопросу о механизме перекристаллизации. — Зап. Всесоюз. минер. общ., 1965, ч. 94, вып. 4.
- Ферберн Х. В. Структурная петрология деформированных горных пород. М., ИЛ, 1949.
- Френкель Я. И. Введение в теорию металлов. М.—Л., Техиздат, 1950.
- Douglas R. The inhibiting effect of organic carbon on contact metamorphic recrystallisation of limestones. — Contribs Mineral. and Petrol., 1971, v. 32, № 4.
- Hutting G. F., Marcus G. Der Übergang von Y-Aluminium oxyd und seine Beeinflussung und durch die Anwesenheit von Fremdgasen. — Kolloid-Zeitschr., 1939, Bd. 88.
- Volmer M. Kinetik der Phasenbildung. Dresden, 1939.
- Wyllie P., Tuttle O. E. Melting of calcite in the presence of water. — Amer. Miner., 1959, v. 44, № 354.

ОСОБЕННОСТИ КОНТАКТОВО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПОРОД, СВЯЗАННЫХ С ГРАНИТОИДНЫМИ ФОРМАЦИЯМИ СЕВЕРНОГО КАЗАХСТАНА

В статье приводится краткая сравнительная характеристика парагенезисов контактово-метаморфических и метасоматических пород, связанных с каледонскими гранитоидными массивами Северного Казахстана, размещающимися в пределах Кокчетавского поднятия и Степнякско-Аксуиской складчатой области. Среди каледонских гранитоидов этого региона выделяются образования трех интрузивных формаций (Марин и др., 1967; Марин, Эфрос, 1968, 1973; Бескин, Марин, 1972; Марин, 1973а): средне-верхнеордовикской гранодиоритовой (боксинский интрузивный комплекс Кокчетавского поднятия и крыккудукский — Степнякско-Аксуиской зоны), нижнедевонской (?) нормальногранитовой (соответственно зерендинский и боровской комплексы) и средне-верхнедевонской (?) аляскитовой (балкашинский, орлиногорский, дальненский, аралаульский и макинский комплексы).¹ Процессы контактовых, контактово-метасоматических изменений вмещающих пород и постмагматических изменений самих гранитоидов описаны в работах большой группы исследователей (Коптев-Дворников, 1953а, 1953б; Емельяненко, 1960; Масгутов, 1960; Беус и др., 1962; Подольский, 1964; Щерба и др., 1964; Летников, 1965; Марин, 1968, 1973б; Серых и др., 1968, и др.). Поэтому представляется целесообразным ограничиться здесь лишь показом специфики проявления всех этих процессов (без подробной характеристики) в связи с гранитоидами разных формаций, тем более что в указанных работах на это не обращено должного внимания.

Наиболее обычным и характерным изменением вмещающих пород, сопровождающим массивы всех трех каледонских формаций, следует считать появление пород фации роговиков — образований, характеризующих малые и умеренные глубины формирования интрузий.

Анализируя собранные данные об общем масштабе контактовых изменений, можно отметить, что более интенсивным и широким ореолом контактовых изменений бывают окружены интрузии гранодиоритовой формации (особенно крыккудукского комплекса). Ширина контактовых ореолов вокруг разных массивов этой формации составляет 150—2000 м, вокруг интрузий гранитовой формации — обычно не более 200—350 м, а для массивов аляскитовой формации редко превышает 25—60 м.

Достаточно отчетливо различаются и продукты ороговикования одноступенчатых пород в контакте с гранитоидами разных формаций, причем необходимо отметить, что во всех случаях происходящие превращения близки по типу к изохимическим. Так, вблизи гранодиоритовых интрузий андезитобазальтовые порфириты превращены в типичные мелкозернистые роговики гиперстено-плагиоклазового или диопсидо-гиперстено-плагиоклазового (иногда с кварцем) состава. По мере удаления от контакта с уменьшением интенсивности ороговикования изменяется и состав роговиков, они становятся сначала диопсидо-роговообманково-плагиоклазовыми, затем роговообманково-плагиоклазовыми нередко с кварцем и биотитом, еще дальше исчезает и роговая обманка, сменяющаяся хлоритом и эпи-

¹ Образования четвертой, более молодой, щелочногранитовой формации (лосевский комплекс) пользуются весьма ограниченным распространением и здесь не рассматриваются.

дотом. Некоторые сланцы и песчаники (более кислые породы) в контакте с гранитоидами этой формации превращены в кварцево-ортоклазово-андалузитовые роговики, нередко с гиперстеном и плагиоклазом, иногда с биотитом. При удалении от контакта увеличивается содержание плагиоклаза и биотита, уменьшается — андалузита (до полного исчезновения), появляется роговая обманка, иногда мусковит, эпидот.

Возле интрузий биотитовых гранитов характерно образование роговообманково-плагиоклазовых роговиков, обычно с биотитом и кварцем; по мере удаления от контакта обыкновенная роговая обманка сменяется актинолитом, увеличивается содержание биотита, появляется эпидот. В наиболее удаленных участках, слабо подвергшихся ороговикованию, в андезито-базальтовых порфиритах фиксируется лишь альбитизация и эпидотизация первичного андезина (лабрадора) и появление хлоритизированного биотита. Менее характерно образование кварцево-биотито-андалузитовых роговиков, развивающихся по некоторым сланцам и отмеченных в контактовых ореолах Зерендинского и Боровского массивов.

Наименее значительны изменения, которые претерпевают вмещающие породы, в контактах с аляскистыми гранитами балкашинского и аналогичных ему комплексов. Во внутренней зоне контактового метаморфизма вокруг этих массивов образуются альбито-кварцево-биотитовые, альбито-кварцево-эпидотовые (нередко с хлоритом, актинолитом, серицитом) роговики. Во внешней преобладающей по площади распространения зоне породы изменены очень слабо; основные изменения сводятся к участковой перекристаллизации, хлоритизации, серицитизации и альбитизации.

В целом можно отметить, что в контактовых ореолах интрузий гранодиоритовой формации происходит новообразование пироксена и роговой обманки, гранитовой — роговой обманки и биотита, а аляскитовой — слюд и эпидота. Состав разнообразных роговиков, образующихся во внутренних зонах контактового метаморфизма, в соответствии с классификацией Ф. Тернера (Файф и др., 1962), отвечает фации пироксеновых (и частично роговообманковых) роговиков для интрузий гранодиоритовой формации, фации роговообманковых — для гранитовой формации и альбито-эпидотовой или мусковито-роговиковой фаций, по В. В. Ревердатто (1970), для массивов аляскитовой формации.

Контактово-метасоматические процессы, протекающие на контактах гранитоидов с вмещающими породами в послемагматический период, в рассматриваемых массивах не отличаются очень большим разнообразием. Для интрузивов гранодиоритовой формации наиболее обычны и широко проявлены процессы скарнирования, развивающиеся в основном в контактах с известняками, реже с вулканогенными породами. В контактах с интрузиями гранитовой формации образование скарнов отмечается несколько реже, причем масштабы скарнообразования значительно меньше. Для интрузий аляскитовой формации скарнирование не характерно. Являясь типичными представителями известковых скарнов, породы, образующиеся в связи с гранитоидами разных формаций, обнаруживают некоторую специфику минерального состава. Наиболее типичными для гранодиоритовых массивов являются волластонито-пироксено-гранатовые, пироксено-гранатовые, гранатовые и везувиано-пироксеновые скарны; для гранитных массивов — гранатовые, гранато-амфиболовые, гранато-эпидотовые, гранато-пироксеновые, иногда со скаполитом, актинолитом, пренитом. Отметим, что первые представлены в целом более высокотемпературными фациями по сравнению со вторыми (Жариков, 1966).

Близ контактов гранитоидов аляскитовой формации (особенно полных тел мелкозернистых гранитов) в породах ранних гранитоидных формаций нередко отмечаются достаточно интенсивно выраженные явления калиевого метасоматоза, приводящие к обильному порфиробластезу

с последующим возникновением аляскито- и сиенитоподобных разновидностей. Преобразования подобного рода являются специфической особенностью гранитов аляскитовой формации и особенно четко проявлены в Зерендинском, Лобановском, Беркутинском и Жолдыбайском массивах. Наблюдается тесная пространственная связь и определенная параллелизация явлений перекристаллизации в аляскитах с явлениями калиевого метасоматоза в более основных гранитоидах. Это позволяет считать их синхронными и связанными с деятельностью одних и тех же растворов. Естественно, что растворы, порожденные и просачивающиеся через аляскиты, находятся в равновесии с ними и вызывают их перекристаллизацию, тогда как при инфильтрации в чуждые породы — нормальные граниты и гранодиориты — растворы становятся неравновесными по отношению к ним и обуславливают широкое развитие калиевого метасоматоза с возникновением пород, во многом аналогичных продуктам эволюционного ряда перекристаллизации (Марин, 1973б).

Другим, также широко распространенным процессом ранней щелочной стадии являются процессы альбитизации. Они развиваются в основном в апикальных частях аляскитовых массивов (Зерендинский, Алексеевский) и в надинтрузивных зонах, где изменениям подвергаются гранитоиды ранних формаций (Лобановский и другие массивы), нередко ранее микроклинизированные.

Анализ возникающих минеральных парагенезисов позволяет наметить в подобных измененных породах три наиболее характерных типа метасоматической зональности, описываемых следующими идеализированными колонками.

I тип

0. Неизменный биотитовый гранит. Кварц+ортоклаз (промежуточный, реже низкий)+олигоклаз (реже андезин)+биотит
- 1а. Микроклин+кварц+лепидомелан+(альбит)+(биотит)+(ортоклаз)
- 1б. Микроклин+кварц+лепидомелан
2. Микроклин+кварц
3. Микроклин

Возникновение метасоматической колонки I типа происходит в условиях повышающейся активности в растворах калия (и низкой активности натрия) в ходе развития процесса микроклинизации. В полном завершенном виде метасоматическая колонка наблюдается исключительно редко. Наиболее характерны и широко распространены сравнительно слабо измененные породы, отвечающие по составу подзоне 1а; менее распространены метасоматиты, характеризующиеся трехминеральным парагенезисом, соответствующим подзоне 1б.

II тип

0. Неизменный биотитовый гранит. Кварц+ортоклаз+олигоклаз (андезин)+биотит
- 1а. Альбит+кварц+биотит+(ортоклаз)+(олигоклаз)
- 1б. Альбит+кварц+биотит
2. Альбит+кварц [реже альбит+биотит+(кварц)]
3. Альбит

Возникновение метасоматической колонки II типа наблюдается в условиях увеличения активности в растворах натрия в ходе развития процесса альбитизации. В отличие от колонки I типа несколько чаще встречается в полном завершенном виде, хотя более обычно образование трехминеральной ассоциации: альбит+кварц+биотит. Дальнейшее превращение этой ассоциации возможно по двум путям; чаще наблюдается парагенезис альбит+кварц, реже альбит+биотит+(кварц).

III тип

0. Неизменный биотитовый гранит. Кварц+ортоклаз+олигоклаз (андезин)+биотит
1. Микроклин+кварц+лепидомелан+(олигоклаз)+(биотит)+(ортоклаз)
2. Альбит+микроклин+кварц+(лепидомелан)
3. Альбит+кварц+(лепидомелан)
4. Альбит

Метасоматическая колонка III типа принципиально не отличается от II и характеризуется тем, что процесс альбитизации развивается здесь по ранее микроклинизированным разностям в условиях резко понижающейся активности калия и возрастающей натрия.

Наиболее обычные типы зональности и парагенезисов грейзенов

	I тип	II тип	III тип
4	Кварц	Кварц	
3б	Кварц+топаз+(мусковит)	Кварц+топаз	Кварц
3а	Кварц+мусковит+(топаз)		
2б	Кварц+мусковит+сидерофилит+(топаз)+(флюорит)	Кварц+топаз+мусковит+флюорит	Кварц+мусковит
2а	Кварц+мусковит+сидерофилит+флюорит+(топаз)+(калишпат)	Кварц+мусковит+флюорит+(топаз)	
1	Кварц+калишпат+альбит+мусковит+биотит	Кварц+калишпат+мусковит+альбит	Кварц+калишпат+мусковит
0	Неизменный гранит Кварц+калишпат+олигоклаз+альбит+биотит+магнетит		

Примечание. В скобках отмечены второстепенные, но все же характерные для данной зоны, минералы.

Процессы кислотной стадии (кислотного выщелачивания) в рассматриваемых массивах в целом проявлены менее интенсивно и широко по сравнению с изменениями ранней щелочной стадии. Наиболее характерным процессом в связи с интрузиями аляскитовой формации является грейзенизация. Проявления слабой площадной грейзенизации наблюдаются в апикальных частях многих аляскитовых массивов, иногда полностью охватывают тела мелкозернистых лейкократовых и аляскитовых гранитов, залегающих в биотитовых и биотито-роговообманковых гранитах гранитовой формации, причем затрагивают и последние (Лобановский массив).

Типичные околотрецинные грейзены встречаются значительно локальнее и отмечены в сравнительно немногих массивах (Орлиногорский, Дальненский, Золотоношский и др.). Наиболее распространенными являются слюдяно-кварцевые, кварцевые и кварцево-топазовые грейзеновые фации, что, видимо, вообще характерно для аляскитовых интрузий Казахстана (Рундквист и др., 1971). По мере перехода от площадных к околотрецинным грейзенам устанавливается вполне закономерная смена относительно щелочных кислотными парагенезисами. Последнее демонстрируется приведенными в таблице примерами наиболее обычных типов метасоматической зональности. Более широким распространением

пользуются колонки II и III типов, колонка I типа наблюдается лишь в грейзенах Орлиногорского массива.

Довольно специфичным типом изменений кислотной стадии в более основных породах гранитовой и гранодиоритовой формаций являются процессы гипабиссальной пропилитизации (Константинов и др., 1965), захватывающей сравнительно большие площади, но наиболее интенсивно проявленной вдоль некоторых тектонических зон. Наиболее показательны в этом отношении так называемые «линейные зоны покраснения», наблюдаемые, например, в Боровском, на севере Зерендинского и в Буландинском массивах.²

Рассмотрение минеральных парагенезисов в участках измененных пород позволяет вскрыть зональное строение ореолов пропилитизации. Так, например, по наблюдениям в Зерендинском и Боровском массивах в измененных биотито-роговообманковых гранитах устанавливается следующий характер зональности:

0. Неизменный биотито-роговообманковый гранит. Кварц+ортоклаз+олигоклаз-андезин+роговая обманка+биотит+магнетит
1. Кварц+ортоклаз+олигоклаз-андезин+хлорит+кальцит+гематит+(биотит)
2. Кварц+ортоклаз+эпидот+хлорит+кальцит+(ширит)
3. Кварц+ортоклаз+эпидот+хлорит+(ширит)
4. Кварц+эпидот+хлорит
5. Кварц+эпидот

Рассмотренные метасоматиты относятся к хлорито-эпидотовой фации гипабиссальных пропилитов, характеризующихся среднетемпературным режимом образования (Константинов и др., 1965).

Фиксируемые в гранитоидах рассматриваемых интрузивных формаций изменения, связанные с проявлением более низкотемпературных метасоматических процессов поздних стадий, характеризуются заметно меньшей интенсивностью и не обнаруживают особой специфики в гранитоидах разных формаций.

Ориентируясь на изложенные в работах В. А. Жарикова, Б. И. Омеляненко и других представления о гидротермальном цикле (Константинов и др., 1965; Шаталов и др., 1972), с известной долей условности можно предположить, что законченный период постмагматической деятельности в связи с каждой интрузивной формацией отвечает одному такому циклу. Характерно, что присущий каждой формации гидротермальный цикл (с закономерной эволюцией кислотности растворов), несмотря на общие для всех гранитоидов особенности, имеет и свою специфику. Это обусловлено неодинаковым составом родоначальных интрузий как в плане влияния среды, в которой протекают эти процессы, так и в силу меньших концентраций кислотных компонентов в растворах, порожденных менее кислыми магмами (Коржинский, 1966; Константинов и др., 1965). С другой стороны, более интенсивное проявление ранних щелочных (соответственно более высокотемпературных) стадий в интрузиях гранодиоритов и нормальных гранитов в сравнении с интрузиями аляскитов, очевидно, обусловлено и различием широты интервалов высокотемпературных стадий и резко различной длительностью их протекания (сохранения) в данных интрузиях. Это может быть объяснено различием температур кристаллизации и главное температурных интервалов кристаллизации гранито-

² Окрашивание пород в красный цвет обусловлено пигментацией полевых шпатов тонкодисперсным гематитом или гидроокислами железа, образующимися при разложении темноцветных минералов. Эти зоны «покраснения» нередко путают с зонами «красных гранитов» другого типа, возникающих в начальные стадии калиевого метасоматоза.

идных интрузий разного состава. Последнее при прочих равных условиях (идентичности температур вмещающих пород и теплофизических свойств, размеров интрузий и т. д.) значительно влияет на длительность охлаждения, особенно в высокотемпературных интервалах (Марин, 1967).

Интересно отметить и другое обстоятельство. Обзор литературы показывает, что однотипные интрузивные формации, например аляскитовая формация, разного возраста и разных регионов отличаются по характеру и интенсивности проявления в них метасоматитов разных стадий. В частности, в одних формациях наиболее полно проявлены изменения ранней щелочной, в других — кислотной стадий. Д. В. Рундквистом и др. (1971) на основании обобщения и анализа большого фактического материала было показано, что во многих случаях это достаточно убедительно объясняется различиями глубинности таких образований. Представляется, что к указанному объяснению возможно некоторое дополнение. Оно сводится к тому, что устанавливающиеся различия между составами однотипных формаций, определяющие различные величины первичного уровня щелочности, дают основание ожидать и определенных различий в проявлении и интенсивности развития в них процессов ранних стадий.

Сказанное небезынтересно и для различных массивов вполне определенной конкретной формации. Так, учитывая известные представления Д. С. Коржинского, И. Н. Говорова, А. А. Маракушева и др. (Говоров, 1966), среди лейкократовых и аляскитовых гранитов возможно выделение своего рода фаций (условно): щелочных, субщелочных и ультракислых, устанавливающиеся и среди массивов верхнедевонской аляскитовой формации Северного Казахстана. В соответствии с различием их первичного уровня щелочности намечается и определенное различие в проявлении и интенсивности щелочной и кислотной стадий в этих массивах. В частности, с интрузиями, образованными гранитоидами щелочной фации, чаще связаны микроклиниты (и пегматиты) и альбититы (Зерендинский, Алексеевский массивы), с интрузиями субщелочной фации — альбититы и грейзены (Золотоношский массив), ультракислой фации — грейзены (Макинский, Дальненский массивы).

В заключение следует остановиться на устанавливаемой в пределах Северного Казахстана структурно-магматической и тесно связанной с ней метасоматической региональной зональностью. В самом общем виде она выражается в преимущественном распространении массивов гранодиоритовой и гранитовой формаций (при незначительном аляскитовой) в пределах Степнякской складчатой зоны и обратном соотношении между названными формациями в пределах Кокчетавского поднятия. Распространенность метасоматических образований, связанных с гранитоидными формациями, отражает намеченную выше закономерность. Обращают на себя внимание особенности размещения производных аляскитовой формации. Своего рода эпицентром аляскитового ареала является самый крупный в Северном Казахстане Зерендинский (Балкашинский) массив, окруженный ожерельем более мелких массивов аляскитовой формации. С центральным массивом аляскитового ареала связаны многочисленные поля хрусталеносных пегматитов, тогда как метасоматиты ранней щелочной стадии, особенно альбититы, и ранней кислотной смещены к периферии ареала. Ближайшие к центральному массиву интрузивы носят промежуточный характер — в них примерно в равной степени распространены пегматиты и ранние щелочные метасоматиты, более удаленные относятся к подгруппе альбитито-грейзеноносных, а еще более удаленные — к подгруппе кварцевожильно-грейзеноносных. В соответствии с отмеченными особенностями регионального распространения метасоматитов находятся и закономерности размещения связанной с этими породами минерализации.

ЛИТЕРАТУРА

- Бескин С. М., Марин Ю. Б. Некоторые вопросы изучения гранитоидных формаций малых и средних глубин. — Зап. Всесоюз. минер. общ., 1972, ч. 101, вып. 2.
- Беус А. А., Северов Э. А., Ситни А. А., Субботин К. Д. Альбитизированные и грейзенизированные граниты. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Говоров И. Н. Фации гранитоидов и редкометальное оруденение. — В кн.: Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность. М., «Наука», 1966.
- Емельяненко П. Ф. Геология Дальненского гранитного массива. — Вестник МГУ, 1960, № 1.
- Жариков В. А. Парагенезис известковых скарнов. — Материалы ко II конференции по окolorудному метасоматизму. Л., 1966.
- Константинов Р. М., Жариков В. А., Емельяненко Б. И., Петровская Н. В., Шаталов Е. Т. Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов. М., «Недра», 1965.
- Коптев-Дворников В. С. Явления гибридизации на примере некоторых гранитных интрузий палеозоя Центрального Казахстана. — Тр. ИГН, 1953а, сер. петрограф., вып. 148.
- Коптев-Дворников В. С. Боровской массив гранитов. — В кн.: Вопросы петрологии и минералогии, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1953б.
- Коржинский Д. С. Проблемы метасоматических процессов. — Материалы ко II конференции по окolorудному метасоматизму. Л., 1966.
- Летников Ф. А. Изобарные потенциалы образования минералов и применение их в геохимии. М., «Недра», 1965.
- Марин Ю. Б. Особенности становления гранитоидных интрузий малых глубин. — Зап. Всесоюз. минер. общ., 1967, ч. 96, вып. 3.
- Марин Ю. Б. Каледонские гранитоиды Северо-Западного Казахстана. — Автореф. канд. дисс. Л., 1968.
- Марин Ю. Б. Акцессорные минералы каледонских гранитоидных формаций Северного Казахстана. — В кн.: Минералы и парагенезисы минералов горных пород. Л., «Наука», 1973а.
- Марин Ю. Б. Об основной тенденции развития собирательной перекристаллизации в жильных гранитах. — Изв. вузов, 1973б, геол. и разв., № 7.
- Марин Ю. Б., Эфрос Б. Д., Бескин С. М., Афанасьева Е. П. Некоторые особенности выделения хрусталоносных гранитных интрузивов. — Зап. ЛГИ, 1967, т. LII, вып. 2.
- Марин Ю. Б., Эфрос Б. Д. Геологическое строение и типы пегматитовых полей Зерендинского плутона. — Зап. ЛГИ, 1968, т. LV, вып. 2.
- Марин Ю. Б., Эфрос Б. Д. О жильных гранитах и пегматитах Боровского массива (Северный Казахстан). — В кн.: Минералы и парагенезисы минералов горных пород. Л., «Наука», 1973.
- Масгутов Р. В. Типы альбитизированных гранитов. — Изв. АН Каз. ССР, 1960, сер. геол., № 3.
- Подольский А. М. Геохимические и минералогические признаки инопленосных гранитов на примере некоторых массивов Северного Казахстана. — В кн.: Металлогеническая специализация магматических комплексов. М., «Недра», 1964.
- Ревердатто В. В. Фации контактового метаморфизма. М., «Недра», 1970.
- Рундквист Д. В., Денисенко В. К., Павлова И. Г. Грейзеновые месторождения. М., «Недра», 1971.
- Серых В. И., Андреевко Э. Д., Габов Ю. А. Метасоматические явления в экзоконтактах аляскитовых интрузий Зерендинского плутона (Северный Казахстан). — Изв. АН Каз. ССР, 1968, сер. геол., № 6.
- Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж. Метаморфические реакции и метаморфические фации. М., ИЛ, 1962.
- Шаталов Е. Т., Орлова А. В., Томсон И. Н., Константинов Р. М. Металлогенический анализ рудоконтролирующих факторов в рудных районах. М., «Недра», 1972.
- Щерба Г. Н., Степанов В. В., Мухля К. А., Масгутов Р. В. Бериллиевое и тантал-ниобиевое оруденение в связи с гранитоидами. Алма-Ата, «Наука», 1964.

О СООТНОШЕНИЯХ АПОСКАРНОВЫХ И АПОКАРБОНАТНЫХ ГРЕЙЗЕНОВЫХ БЕРИЛЛИЕНОСНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ

Среди карбонатных толщ в экзоконтактных зонах некоторых гранитных массивов развивается бериллиевое оруденение двух рудных формаций: флюорито-фенакито-хризоберилловой и бериллиеносных скарнов.

На месторождениях флюорито-фенакито-хризоберилловой формации бериллиевая минерализация сосредоточена в основном в апокарбонатных грейзенах. Скарнирование в этом случае проявлено относительно слабо, оторвано во времени от грейзенизации и часто связано с более ранними интрузивными фазами и комплексами. В промышленном отношении эти месторождения могут представлять практический интерес.

В бериллиеносных скарнах бериллиевое оруденение локализовано преимущественно в апоскарновых грейзенах. При этом наблюдается тесная преемственность между скарновым и грейзеновым процессами, что накладывает специфический отпечаток на особенности грейзенизации. В практическом отношении ме-

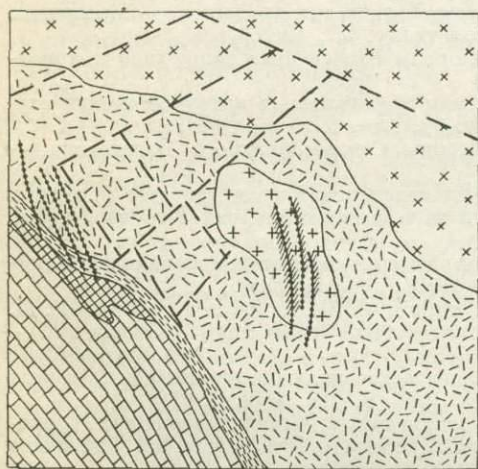


Рис. 1. Схема геологического строения рудного поля.

1 — известняки с прослоями доломитов (D_3-C_1); 2 — туфоконгломераты, песчаники, алевролиты (D_3); 3 — лавы, туфы, туфовые липариты и дацитов (D_1-D_2); 4 — лейкократовые граниты; 5 — гранодиорит-порфиры, гранодиориты; 6 — прожилково-метасоматическая зона топазо-флюорито-хризобериллового месторождения; 7 — рудоносные кварцевые жилы и грейзеновые тела; 8 — разрывные нарушения.

сторождения формации бериллиеносных скарнов неблагоприятны, так как в рудах этих месторождений значительная часть бериллия находится в неизвлекаемой форме.

Рассмотрим особенности наиболее типичных месторождений флюорито-фенакито-хризоберилловой формации. Одно из таких месторождений локализуется на контакте карбонатных и алюмосиликатных пород на значительном (3—2.5 км) расстоянии от рудоносного гранитного массива. Месторождение расположено на западном фланге крупного рудного поля, в пределах которого известны комплексные висмутино-касситерито-молибденито-вольфрамитовые месторождения типичных кварцевожильных и грейзеновых типов (рис. 1).

Эффузивно-пирокластическая (D_1-D_2) и осадочная (D_3-C_1) толщи прорваны двумя разновозрастными гранитными интрузивами.

Более древний из них, имеющий карбоновый возраст и гранодиоритовый состав, окаймляет с севера рудное поле и локализуется вдоль глубинного разлома в виде удлиненного массива размером 25×5 км.

Второй гранитный интрузив, с которым парагенетически связывается редкометальное оруденение, располагается в центре рудного поля и имеет

на поверхности форму неправильного овала площадью около 1 км². Контакты интрузива падают в сторону вмещающих пород и выполаживаются на глубине. Интрузив, по-видимому, является куполом более крупного массива. В пределах рудного поля под флюорито-хризоберилловым месторождением и в других местах предполагается существование не вскрытых эрозией куполов этого массива. Граниты купола метасоматически изменены (альбитизированы и грейзенизированы). По определениям абсолютного возраста в формировании массива устанавливаются два этапа — позднегерцинский (230—235 млн лет) и киммерийский (170—156 млн лет).

В размещении месторождений в пределах рудного поля наблюдается горизонтальная зональность: кварцевожильные и грейзеновые комплексные месторождения располагаются в гранитах, а флюорито-хризоберилловое — в карбонатных породах, на значительном расстоянии от купола рудоносных гранитов. Основные причины такой зональности — влияние химического состава вмещающих пород, а также падение температуры и давления при удалении от рудоносного очага.

Глубина формирования месторождений с учетом геологической обстановки и мощностей перекрывающих пород составляет: для кварцевожильных — 3100—3500 м, для флюорито-хризобериллового — 1000—1400 м.

Флюорито-хризоберилловое месторождение приурочено к разрывному нарушению северо-западного простирания, проходящему вдоль контакта осадочно-эффузивных пород с известняками, сопровождаемому оперяющими нарушениями субмеридионального и широтного направлений. Блоки пород, заключенные между нарушениями, разбиты многочисленными трещинами и зонками дробления, которые создают зону повышенной проницаемости для рудоносных растворов.

Прожилково-метасоматическая зона, развиваясь преимущественно по известнякам вдоль их контакта с алевролитами и песчаниками, имеет падение на юго-запад под углами 30—60°, в основном согласное с падением контакта. Вольфрамито-кварцевые жилы, выполняя крутопадающие трещины субмеридионального простирания, ответвляются от зоны и прослеживаются в песчаниках и в туфах липаритовых порфиров.

Типы минерализации (типы руд) месторождения различаются по генетическим особенностям, минеральному составу и текстурно-структурным признакам.

Грейзенизированные скарны располагаются в известняках и доломитизированных известняках вблизи контакта с алевролитами и образуют небольшие линзы протяженностью в 20—30 м и мощностью до 4—5 м. Магнетито-диопсидо-андрадитовые и везувиано-диопсидо-андрадитовые скарны относятся к известковому инфильтрационному типу и связываются с ранними фазами позднегерцинского тектоно-магматического цикла. Широко проявленное наложение на скарны грейзенового процесса приводит к их мусковитизации, хлоритизации, эпидотизации и флюоритизации. Как второстепенные и акцессорные минералы в грейзенизированных скарнах развиваются мусковит, флюорит, хлорит (амезит), эпидот, полевые шпаты (микроклин и плагиоклаз), кварц, топаз, диаспор, корунд, ганит, шеелит, касситерит, селлаит, хризоберилл, фенакит, бертрандит, галенит, сфалерит и пирит.

Мусковито-топазо-флюоритовые руды локализуются в известняках вблизи контакта с алюмосиликатными породами в виде тел линзовидной формы протяженностью до 150—200 м при мощности 3—5 м. Руды обычно имеют полосчатое строение, обусловленное ритмическим чередованием пород, отличающихся по соотношению и величине зерен слагающих минералов — флюорита, топаза и мусковита — и обладают ячеисто-петельчатой мелко- и среднезернистой структурой. Из второстепенных минера-

лов в рудах отмечаются диаспор, кальцит и пирит. Вначале под воздействием высокотемпературных сильно минерализованных грейзенизирующих растворов возникают топазо-флюоритовые фации, которые затем при падении температуры замещаются мусковито-флюоритовыми фациями, сопровождающимися флюорито-мусковитовыми прожилками, содержащими касситерит, гюбнерит, галенит, сфалерит и хризоберилл.

Брекчиевые карбонато-слюдисто-топазо-флюоритовые руды наиболее распространены на месторождении. Пространственно они тесно связаны с мусковито-топазо-флюоритовыми рудами и представляют их брекчированные разности, возникшие в результате дробления и цементации. Угловатые разновеликие обломки мусковито-топазо-флюоритовых руд, прожилковых руд, известняков и скарнов сцементированы тонкозернистым карбонатно-хлоритовым материалом. При этом, по-видимому, основной причиной брекчирования являлись взрывные эффекты, связанные с выделением больших масс углекислого газа в процессе метасоматического замещения известняка флюоритом.

Прожилковые мусковито-флюорито-хризоберилловые руды образуют в известняках и доломитах штокверк, располагающийся в висячем боку прожилково-метасоматической зоны. Прожилки развиваются и в прожилково-метасоматической зоне, где они пересекают скарны, мусковито-топазо-флюоритовые руды и присутствуют в обломках брекчиевых руд. Густота прожилков в пределах штокверка очень неравномерная. Прожилки имеют преимущественно близмеридиональное и северо-западное простирание, совпадающее с вытянутостью штокверка, и крутое ($70-85^\circ$) падение на восток-северо-восток.

Прожилки мощностью от долей сантиметра до 3—4 см выполнены в основном мусковитом и флюоритом. В подчиненном количестве встречаются хризоберилл, диаспор, топаз, хлорит (амезит), корунд, пирит, шеелит, вольфрамит, сфалерит, галенит и касситерит. Прожилки сопровождаются ореолами метасоматических измененных (флюоритизированных, реже топазизированных, мусковитизированных и хлоритизированных) известняков мощностью от 1—2 до 10—15 см. Минеральный состав ореолов зависит от состава замещаемых пород. Для ореолов в доломитах наряду с мусковитом и флюоритом характерны хлорит (амезит), селлаит, в известняках эти минералы отсутствуют, и ореолы слагаются в основном флюоритом и мусковитом.

Вольфрамито-кварцевые жилы образуют свиту крутопадающих параллельных сближенных тел субмеридионального простирания, пересекающих эффузивные, терригенно-осадочные породы и гидротермально измененные известняки в центральной части прожилково-метасоматической зоны. Мощности жил 0.2—0.8 м при протяженности до 400 м. Устанавливаются различия в минеральном составе и морфологических особенностях жил, залегающих в карбонатных и алюмосиликатных породах.

В алюмосиликатных породах жилы имеют прямолинейные контакты и сравнительно простой минеральный состав (кварц, сидерофиллит и вольфрамит). Как второстепенные минералы в жилах присутствуют флюорит, мусковит, висмутин, галенит, сфалерит, пирит, реже берилл. Околожилные изменения маломощны (0.2—0.3 м) и представлены кварцевыми, кварцево-флюоритовыми или слудисто-кварцевыми, реже топазо-кварцевыми грейзенами.

В карбонатных породах жилы часто ветвятся, выклиниваются, появляются многочисленные изгибы, резко меняется их мощность. В жилах увеличивается количество сульфидов, флюорита, появляется шеелит и касситерит. Вдоль их контактов развиваются апокарбонатные грейзены мусковито-флюоритового, флюоритового и топазо-флюоритового состава, имеющие непостоянную мощность.

Другое флюорито-хризоберилловое месторождение располагается также в пределах комплексного рудного поля, включающего помимо бериллиевого вольфрамовое и другие виды оруденения (рис. 2). Рудное поле расположено на северном крыле антиклинальной складки субширотного простирания, сложенной преимущественно известняками и доломитами верхнедевонского и нижнекарбонического возраста, прорванными сериями интрузивов гранитоидного ряда. Наиболее крупный из них сложен гранодиоритами (C_2-C_3). Затем следуют дайки и штоки кварцевых порфиров (C_3). Рудоносный гранитный массив нижнепермского возраста имеет овальную форму (длина 4 км, ширина до 800 м). По химическому составу породы массива отвечают лейкократовым гранитам повышенной щелочности.

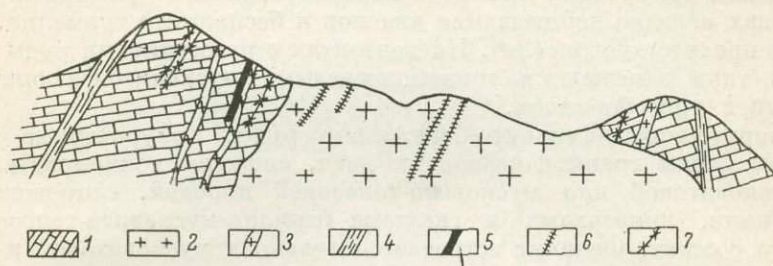


Рис. 2. Схематический разрез флюорито-хризобериллового месторождения.

1 — известняки; 2 — лейкократовые граниты; 3 — дайки гранит-порфиров; 4 — зоны разломов; 5 — скарны; 6 — слюисто-флюоритовые залежи; 7 — вольфрамито-кварцевые жилы.

К гранитному массиву и его экзоконтактам приурочено рудное поле, в пределах которого на небольшой площади сконцентрированы бериллиевое, оловянное, вольфрамовое, сульфидное, магнетитовое и флюоритовое оруденения, связанные с залежами скарнов, грейзенов, а также с жилами и зонами прожилков. Скарновые залежи с магнетитовым и сульфидным оруденением относятся к постмагматическим образованиям гранодиоритовой интрузии. С гранитным массивом связано проявление грейзенизации и возникновение кварцевых жил с оловянно-вольфрамовым оруденением и флюорито-мусковитовых прожилков с бериллиевой минерализацией.

В пространственном распределении постмагматических образований определяющую роль помимо трещинных структур играет состав вмещающих пород.

Пироксеновые и гранато-везувиановые скарны чаще всего развиваются на контактах даек и гранитного массива с известняками, а также образуют инфильтрационные залежи в известняках. Мощность скарновых залежей обычно не превышает 0.5—1 м, но некоторые из них достигают нескольких метров мощности и протягиваются на десятки метров по простиранию. Скарны почти всегда содержат в том или ином количестве вкрапленность кварца, албита, калиевого полевого шпата, кальцита, сульфидов (пирита, галенита, сфалерита и халькопирита) и гематита.

Флюорито-бериллиевые руды месторождения по минеральному составу и структурно-текстурным особенностям подразделяются на три типа, неравнозначных по своей распространенности. Главными рудами месторождения являются мусковито-флюорито-хризоберилловые прожилково-метасоматические руды, образующие прожилковые зоны и линзообразные залежи среди известняков, и в меньшем количестве — прожилковые зоны среди доломитов.

Мусковито-флюоритовые породы по известнякам и доломитам, как это типично для подобных образований, имеют ритмичнополосчатую текстуру с варьирующей шириной полос от долей миллиметра до первых сантиметров. Полосчатые породы, как правило, являются метасоматическими ореолами прожилков выполнения мощностью от долей миллиметра до 2—3 см, сложенных мусковитом, флюоритом, диаспором и анкеритом.

Флюорито-мусковито-эвклазо-хризоберилловые руды, развивающиеся по скарнам, имеют довольно пестрый облик, что обусловлено неоднородностью в степени метасоматического преобразования и в составе замещаемых скарнов. Бериллиевые минералы (эвклаз, фенакит) в большинстве случаев приурочены к гнездам карбоната, реже — флюорита. В этих же гнездах нередко наблюдаются диаспор и бесцветный турмалин. Часто в рудах присутствует шеелит. На контактах с известняками руды описываемого типа замещаются тонкополосчатыми мусковито-флюоритовыми породами с хризобериллом.

Флюорито-топазо-фенакито-берилловые руды, приуроченные к контактовым зонам гранит-порфировых даек, сложены тонкокристаллической мусковитовой или мусковито-топазовой породой, сопровождаемой прожилками, линзочками и гнездами берилло-мусковито-топазо-флюоритового состава. Фенакит встречается только в мусковитовой и мусковито-топазовой породе, где он образует радиальнолучистые розетки и сноповидные агрегаты. Короткопризматические кристаллы берилла ярко-голубого цвета образуют сростки во флюорите.

Оловянно-вольфрамовое оруденение представлено серией кварцевых жил с вольфрамитом и касситеритом, которые залегают внутри гранитного массива. Жилы мощностью от 1—2 до 40—50 см приурочены к крутопадающим разрывным трещинам северо-восточного простирания. В составе жил помимо кварца присутствуют мусковит, ортоклаз, флюорит, топаз, триплит, вольфрамит, касситерит и сульфиды. Околожилные изменения представлены ореолами грейзенизации, которые сопровождают кварцевые жилы или образуются вдоль отдельных тектонических трещин без жильного выполнения.

В одном из районов герцинской складчатой области известно несколько гранитных массивов площадью 7.5—25 км², сопровождающихся как апоскарновыми, так и апокарбонатными грейзеновыми рудопроявлениями бериллия. Вертикальный размер вскрытой части массивов составляет 500—1000 м. При этом удается непосредственно наблюдать положение апоскарновых и апокарбонатных залежей по отношению к гранитным массивам.

Так, один из этих массивов площадью 7.5 км² прорывает толщу палеозойских осадочно-метаморфических пород, среди которых преобладающим развитием пользуются известняки, частично доломитовые. Массив сложен крупнозернистыми лейкократовыми субщелочными гранитами, которые на контактах сменяются средне- и мелкозернистыми разновидностями.

В массиве широко проявлена альбитизация и грейзенизация гранитов, наблюдаются жилы аплитовидных гранитов, пегматиты и жильные кварцево-грейзеновые тела. Кварцево-грейзеновые тела залегают на участке пологой кровли интрузива. Они образуют серии сближенных жил субмеридионального простирания с крутым падением. Мощность жил колеблется от нескольких сантиметров до 6 м, протяженность — от нескольких метров до 250—300 м. Вертикальный размах кварцево-грейзеновой минерализации достигает 500 м.

В экзоконтакте гранитного массива среди известняков широко распространены скарны гранатового (гроссуляро-андрадитового), везувияно-гранатового и гранато-пироксенового (салитового) состава. Грейзе-

новая минерализация в экзоконтактных зонах проявляется в образовании полевошпато-флюорито-сланцевых метасоматитов. В апикальной части гранитного купола (рис. 3) эти метасоматиты развиваются преимущественно среди известняков. Для секущих метасоматических тел характерна жилкообразная форма при мощности до 3—7 м. Согласно залежи протяженностью 150—160 м имеют седловидную форму с раздувами до 5—7 м в куполах пологих складок и выклиниванием в их крыльях. На участке пологой кровли гранитов полевошпато-флюорито-сланцевые метасоматиты развиваются в основном по скарнам, а размеры метасоматических залежей по простиранию не превышают 30 м.

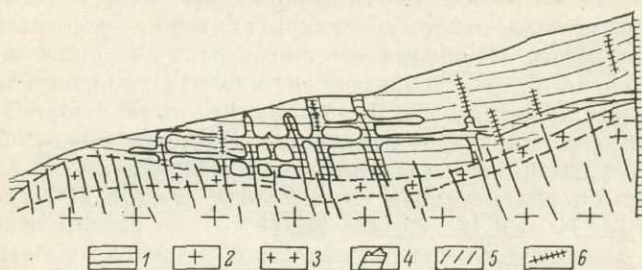


Рис. 3. Полевошпато-флюорито-сланцевые залежи среди известняков над апикальным выступом гранитного массива.

1 — доломитовые известняки; 2 — крупнозернистые граниты; 3 — мелкозернистые альбитизированные граниты; 4 — скарны; 5 — кварцево-грейзеновые жилы; 6 — полевошпато-флюорито-сланцевые метасоматиты.

Другой массив лейкократовых гранитов площадью 25 км² вскрыт на большую глубину (до 1000 м). Этот массив содержит кварцево-грейзеновые образования с магнетитом и сидерофиллитом, а в экзоконтактных зонах наблюдаются везувиано-гранато-широксено-магнетитовые скарны и развивающиеся по ним небольшие тела метасоматитов переменного состава.

Кварцево-грейзеновые тела имеют следующую горизонтальную зональность: альбитизированный, слабо грейзенизированный гранит → грейзенизированный гранит → слюдисто-кварцевый грейзен → кварцевая жила. Более локально распространены топазовые и слюдяные грейзены. Минеральный состав грейзенов: кварц, слюда (мусковит, сидерофиллит), топаз, магнетит, мартит, флюорит, реже вольфрамит, касситерит, молибденит и берилл. В состав кварцевых жил кроме кварца входят слюды (мусковит, сидерофиллит), реже калиевый полевой шпат, берилл, бертрандит, висмутин, вольфрамит, флюорит и топаз.

Более разнообразна зональность и минеральный состав метасоматитов, образующихся по скарнам и известнякам при процессах полевошпатизации и грейзенизации. По гранатовым и везувиано-гранатовым скарнам развиваются во внешних зонах калишпато-плагиоклазо-флюорито-сланцевые породы, во внутренних зонах — топазо-флюорито-сланцевые породы с бериллом. По везувиано-гранато-магнетитовым скарнам образуются во внешних зонах топазо-магнетито-слюдисто-флюоритовые породы, которые во внутренних зонах сменяются флюорито-сланцевыми и слюдяными породами. Известняки подвергаются замещению с образованием калишпато-плагиоклазо-флюорито-сланцевых метасоматитов во внешних зонах и флюорито-сланцевых и слюдяных пород во внутренних зонах.

Минеральный состав метасоматитов следующий: слюда (флогопит, мусковит, литиевые слюды), флюорит, калиевый полевой шпат, плагио-

клас (олигоклас и альбит), топаз, редко кварц, берилл (в топазо-флюорито-слюдяных зонах среди скарнов), хризоберилл (в ассоциации с альбитом, флюоритом и слюдой), редко фенацит, бавенит, эвклаз, гельвин, таафеит (?), турмалин, шпинель, корунд, селлаит, касситерит, шеелит, гранат (гроссуляро-андрадитового ряда) и хлорит (магниеый).

Метасоматиты обладают массивной, пятнистой и полосчатой текстурой. Полосчатая текстура обусловлена чередованием темных полос, сложенных магнетитом с небольшим количеством флюорита, слюды, корунда, хризоберилла, и светлых полос, содержащих флюорит, слюду, корунд, хризоберилл и турмалин. Мощность полос варьирует от сотых долей миллиметра до 1—1.5 см.

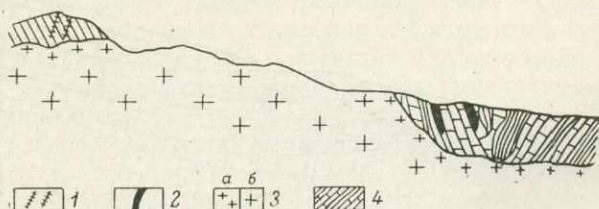


Рис. 4. Положение кварцевожилных штокверков и зон бериллиеносных скарнов по отношению к гранитному массиву.

1 — кварцевожилные штокверки; 2 — залежи слюдисто-флюорито-магнетитовых пород; 3 — мелко- (а) и среднезернистые (б) граниты; 4 — осадочно-метаморфические породы.

Залежи бериллиеносных скарнов образуются в экзоконтактах гранитных массивов, вскрытых на глубину 1.5—2 км, площадь которых составляет десятки и сотни квадратных километров. Один из таких массивов площадью около 60 км² силур—девонского возраста приурочен к осевой части антиклинальной складки. Центральные части массива сложены крупнозернистыми биотитовыми гранитами, к периферии они сменяются средне- и мелкозернистыми лейкократовыми ультракислыми гранитами, иногда субщелочными. Граниты прорывают осадочно-метаморфическую толщу верхнерифейского, кембрийского и ордовикского возраста, представленную чередованием известняков, сланцев и алевролитов с прослоями песчаников. В ореоле контактового метаморфизма на ширину до 2 км терригенные породы превращены в массивные и полосчатые роговики различного состава, а известняки мраморизованы, тремолитизированы и скаполитизированы.

Массив сопровождается комплексом разнообразных месторождений и рудопроявлений бериллия, фтора, молибдена, вольфрама, бора, мышьяка, полиметаллов и серебра. В краевых участках массива известны шпировые пегматиты с бериллом, а также грейзенизированные граниты с вкрапленностью берилла. У пологих контактов массива среди осадочно-метаморфических пород развиты гранатовые и гранато-везувияновые скарны с флюоритом, шеелитом, молибденитом, аксинитом и датолитом (рис. 4). Среди скарнов встречается участки слюдисто-флюорито-магнетитовых пород с хризобериллом. На 0.5—1 км выше над пологими контактами апикальных частей массива или над прогибами кровли вскрыты штокверковые зоны кварцевых и полевошпатовых жил с бериллом и сульфидами. Во внешней части зоны контактового метаморфизма среди слабо ороговикованных пород отмечаются мелкие гидротермальные месторождения мышьяка, полиметаллов и серебра.

В пределах приконтактной полосы массива наблюдается большое количество согласных скарновых залежей, прослеживающихся по прости-

ранию на десятки метров при мощности до 15—25 м. По составу выделяются три главные разновидности скарнов: диопсидо-гранатовые, везувиано-гранатовые с аксинитом и флюорито-гранато-везувиановые. Скарны характеризуются повышенным содержанием бора, заключенного преимущественно в аксините, турмалине и везувиане, и фтора, входящего в состав везувиана и флюорита.

Главной отличительной особенностью месторождений данного типа является метасоматическое развитие по скарнам темных магнетитсодержащих пород с хризобериллом, характеризующихся тонкополосчатой ритмичноконцентрической текстурой. По составу выделяется четыре разновидности пород: везувиано-флюорито-магнетитовая, эпидото-флюорито-магнетитовая, протолитионито-флюорито-магнетитовая с хризобериллом и флюорито-магнетито-турмалиновая с маргаритом. Протолитионито-флюорито-магнетитовые разновидности представляют собой руды, в которых большая часть бериллия связана с хризобериллом. В остальных породах бериллий находится в рассеянном состоянии среди породообразующих минералов. Характерной особенностью месторождения является то, что флюоритовые породы развиваются избирательно по скарнам, не затрагивая известняков.

Подобные же залежи слюдисто-флюорито-магнетитовых пород с хризобериллом в контактах крупного (200 км²) гранитного массива описаны А. М. Заседателевым (Беус, 1960) и М. Г. Георгиевской (1955). Гипсометрически выше, в центральных частях того же массива, известны кварцево-жильные вольфрамовые месторождения, сопровождаемые грейзенами.

Из сопоставления рассмотренных месторождений палеозойского возраста можно сделать следующие выводы.

1. Устанавливается отчетливая пространственная зональность месторождений различных типов. В зависимости от глубины эрозионного среза гранитных массивов наблюдаются три различных случая преобладающего развития определенных типов месторождений.

а. При глубине эрозионного среза в 200—500 м рудоносные интрузивы имеют сравнительно небольшие размеры на современной поверхности (1—3 км²) и сложены наиболее лейкократовыми субщелочными разновидностями гранитов. Внутри массивов и в их непосредственном экзоконтакте залегают кварцевожильные и грейзеновые месторождения с комплексным оруденением (вольфрам, олово, молибден, висмут и бериллий). При этом бериллиевая минерализация представлена бериллом. Гипсометрически выше грейзенов фазы кислотного выщелачивания или на этом же уровне в карбонатных породах экзоконтакта развиваются апокарбонатные грейзеновые залежи флюорито-фенакито-хризоберилловой формации.

б. При глубине эрозионного среза 500—1000 м гранитные массивы становятся более крупными по площади — 7.5—25 км². В гранитах все еще сохраняются комплексные кварцевожильные месторождения, а в экзоконтакте их наряду с апокарбонатными залежами появляются апоскарновые месторождения, значение которых возрастает по мере увеличения глубины среза.

в. Глубокий эрозионный срез (1000—2500 м), при котором площадь массивов увеличивается до 60—200 км², сопровождается развитием месторождений бериллиеносных скарнов (апоскарновых грейзенов раннего отложения).

2. Апокарбонатные грейзеновые залежи флюорито-фенакито-хризоберилловой формации типичны для регионов, характеризующихся широким распространением грейзеновых месторождений. Материнские интрузивы имеют сравнительно небольшие размеры, относятся к трещинному типу и сложены наиболее лейкократовыми субщелочными разновидностями гранитов. Внутри массивов залегают кварцевожильные оловянно-вольфрамовые

месторождения. Скарны, встречающиеся вблизи этих массивов, обычно (но не всегда) связаны с более ранними интрузивными фазами. Во всяком случае наблюдается разрыв во времени формирования скарнов и грейзенов. В этом случае скарны не служат благоприятной вмещающей породой для интенсивного развития грейзенизации. Грейзеновый процесс, с которым связана бериллиевая минерализация, чаще всего развивается среди известняков или алюмосиликатных пород кислого состава.

Известные месторождения бериллиеносных скарнов палеозойского возраста располагаются в регионах, где не отмечается широкого развития ни скарнов, ни грейзенов. Скарново-грейзеновые месторождения располагаются в непосредственных экзоконтактных зонах гранитных массивов, также относящихся к трещинному постскладчатому типу, но массивы являются более крупными, площадью 60—200 км². По петрохимическим особенностям граниты аналогичны тем массивам, которые сопровождаются грейзеновыми месторождениями, и представлены лейкократовыми субщелочными разностями. Граниты отличаются также повышенным содержанием фтора, бериллия, иногда вольфрама и олова. Среди гранитов, как правило, наблюдаются мелкие тела шпировых и жильных пегматитов.

ЛИТЕРАТУРА

- Беус А. А. Геохимия бериллия и генетические типы бериллиевых месторождений. М., Изд-во АН СССР, 1960.
Георгиевская М. Г. К вопросу о генезисе ритмично-витиевато-полосчатой текстуры рудных тел некоторых контактово-метасоматических месторождений. — ДАН СССР, 1955, т. 101, № 5.

В. Ю. ЭШКИН

ПАРАГЕНЕЗИСЫ МИНЕРАЛОВ МЕТАСОМАТИТОВ ОКОЛО КВАРЦЕВЫХ ЖИЛ И ХРУСТАЛЬНЫХ ГНЕЗД В АМФИБОЛИТАХ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Большинство хрустальных гнезд, обнаруженных на территории хрусталеносных провинций Урала, Алдана и других, залегает среди пород с повышенным содержанием кремнезема — кварцитов, песчаников, кристаллических сланцев, гранитоидов. Такой литологический контроль размещения гнезд объясняется тем, что рост кристаллов кварца в них происходил за счет кремнезема, извлекаемого из боковых пород (Карякин, Смирнова, 1967). Наряду с этим интересные в промышленном отношении гнезда были вскрыты среди иных по составу пород — мраморов, амфиболитов, диабазов, содержание кремнезема в которых значительно ниже, чем в первых. Детальное изучение условий формирования гнезд в породах, бедных кремнеземом, не только позволит выявить дополнительные особенности процессов хрусталеобразования, но значительно расширит или уточнит перспективы хрусталеносности отдельных районов.

Ранее нами были описаны условия образования хрустальных гнезд в карбонатных породах (Эшкин, 1960, 1963, 1964). Не меньший интерес представляет образование гнезд в амфиболитах на Южном Урале. Особенности этого процесса могут быть выявлены лишь путем сравнительного изучения первичных и различных метасоматически измененных пород.

На территории одного из хрусталеносных полей Южного Урала обнаружены породы нижнего палеозоя, представленные главным образом

кристаллическими сланцами биотито-кварцевого и биотито-мусковито-кварцевого состава. Эти породы отличаются широкими вариациями состава как по соотношению основных породообразующих минералов, так и по содержанию полевых шпатов, ставролита, граната, кордиерита, графита, дистена и силлиманита.

Довольно широким распространением особенно в центральной и восточной части хрусталоносного поля пользуются амфиболсодержащие породы. Среди этих пород в первую очередь необходимо выделить небольшие по мощности (до 0.3 м) прослой сланцев, содержащие амфиболы тремолито-актинолитового ряда, местами в них встречаются куммингтонит, антофиллит и жедрит. Содержание амфиболов в среднем составляет 20—35%, иногда снижается до 10% и менее или возрастает до 80—85%. Вместе с амфиболами в состав пород входят обычные минералы сланцев — кварц (30—65%), плагиоклазы (олигоклаз-андезин № 25—35 — до 20%), гранат пирроп-альмандинового ряда (до 8%), биотит (до 10—15%). В качестве аксессуарных минералов присутствуют апатит (единичные зерна), сфен (до 1%), циркон (единичные зерна), рудные минералы — магнетит, ильменит, реже пирит. Вторичные минералы представлены хлоритом (до 8—10%), развивающимся по амфиболам, биотиту и гранату, и кальцитом.

Амфиболсодержащие сланцы как по простиранию и падению, так и в разрезе постепенно сменяются обычными сланцами и относятся к типичным парапородам.

Собственно амфиболиты представляют собою породы от зеленого до темно-зеленого цвета, основными породообразующими минералами которых являются амфиболы (роговая обманка и актинолит) и в меньшей степени плагиоклаз — андезин.

При общем содержании амфиболов от 30 до 95% соотношение роговой обманки и актинолита меняется в любых пределах, в связи с чем амфиболиты могут подразделяться на роговообманковые (содержание актинолита не превышает 5%, чаще он представлен единичными кристаллами или вообще отсутствует), актинолито-роговообманковые (содержание актинолита достигает 25—30%) и актинолитовые. Как правило, актинолит образуется несколько позже роговой обманки. Характерно, что актинолито-роговообманковые и особенно актинолитовые амфиболиты сопровождаются развитием в приконтактовых частях и даже в окружающих кристаллических сланцах актинолито-полевошпатовых метасоматитов.

В некоторых разновидностях роговообманковых амфиболитов присутствует моноклинный пироксен (до 1—3%).

Полевые шпаты в амфиболитах представлены плагиоклазами (андезин № 30—45, иногда лабрадор № 55). Содержание плагиоклазов колеблется от 1—2 до 40%, причем распределение их в телах амфиболитов довольно неравномерное: полевые шпаты тяготеют к зальбандам или образуют локальные скопления внутри тел. В качестве аксессуарных минералов в амфиболитах встречены сфен, апатит, магнетит и ильменит.

Текстура амфиболитов массивная, местами неясносланцеватая. Структура меняется от мелко- до крупнозернистой (размеры отдельных индивидов достигают 4 мм и более), обычно нематогранобластовая, пойкилобластовая или порфиробластовая.

Амфиболиты слагают сложные по форме линзовидные и плитообразные тела, часто имеющие ступенчатую форму контактов. Последняя обусловлена приуроченностью амфиболитов (вернее, пород типа апогаббро) к согласным и секущим по отношению к сланцеватости трещинам скола.

Гидротермальное минералообразование наиболее широко проявлено в телах роговообманковых, несколько слабее — актинолито-роговообманковых амфиболитов. В актинолитовых амфиболитах и в амфиболсодержа-

щих сланцах наблюдается лишь рассеянное в породе замещение первичных минералов хлоритом, кальцитом, появляются мелкие кристаллики рутила. Повышенная трещиноватость амфиболитов преимущественно роговообманкового состава связана с повышенной хрупкостью этих пород по сравнению с окружающими кристаллическими сланцами. Именно по этой причине данные породы содержат значительное количество хрустальных гнезд и представляют (в данной части хрусталеносного поля) наибольший практический интерес. Актинолитовые амфиболиты оказываются более пластичными по сравнению со сланцами и не содержат достаточно крупных жил или хрустальных гнезд.

Наиболее ранние процессы гидротермального преобразования амфиболитов связаны с развитием в них кварцевых жил. Форма жил неправильная, линзовидная, с извилистыми контурами и частыми апофизами (рис. 1). Размеры жил небольшие (5—7 м по простиранию, 3—4 м по падению при мощности до 0.7 м). В зальбандах жил наблюдается развитие полевого шпата, представленного отдельными кристаллами и друзовидными сростками индивидов плаггиоклаза — андезина № 37—39. При этом части индивидов плаггиоклаза, разрастающиеся внутрь жиловмещающей полости, имеют идиоморфные очертания. В сторону окружающих амфиболитов кристаллы разрастаются метасоматическим путем, приобретая пойкилитовую структуру за счет включений биотита.

Кварцевые жилы окружены ореолом биотитизированных амфиболитов. Можно наблюдать постепенное замещение роговой обманки биотитом по мере приближения к жилам, причем непосредственно в зальбандах жил развита зона сплошного мелкочешуйчатого биотита. Видимая мощность этой зоны колеблется от 1—2 до 10—12 см, а биотитизация роговой обманки прослеживается на расстоянии до 0.3 м. Часто наблюдается развитие биотита и на значительно большем удалении от жил как вдоль сопряженных с ними трещин, так и обособленных. Иногда в амфиболитах можно наблюдать зоны биотитизации мощностью в несколько десятков сантиметров, не связанные с кварцевыми жилами, но формирующиеся в близкий к ним по времени период. Наконец, встречаются отдельные тела амфиболитов, подвергшиеся биотитизации во всем объеме. Роговая обманка в этом случае сохраняется лишь в виде реликтов неправильной формы и широко меняющихся размеров.

Центральная часть жил сложена крупно- и гигантокристаллическим прозрачным стекловидным кварцем светло-дымчатого цвета. Кварц в зальбандах и на выклинивании жил, а также вдоль поверхностей срастания индивидов сильно метаморфизован, насыщен газовой жидкостью включениями, за счет чего приобретает молочно-белую окраску. Наиболее метаморфизованный кварц имеет неравномернозернистое (брекчиевидное) строение с волнистым, иногда перистым погасанием отдельных блоков кварца.

В жильном кварце широко распространены «саблевидные» вроски биотита, представляющие собою пластинки слюды размером до 10—15 см длиной при ширине не более 0.5—1.0 см. Такие лейсты биотита концентрируются в зальбандах жил и на их выклинивании по простиранию и падению. Они ориентированы нормально или под углом не менее 40—50° к зальбандам жил.

Там, где амфиболиты располагаются в пределах хрусталеносных зон, очень широким распространением в некоторых телах амфиболитов или, вернее в отдельных их частях, пользуются хрустальные гнезда. Наблюдаются случаи пересечения кварцевых жил хрустальными гнездами, однако часто гнезда залегают вне связи с кварцевыми жилами и называются минерализованными трещинами. Хрустальные гнезда в жилах и минерализованные трещины характеризуются развитием однотипных

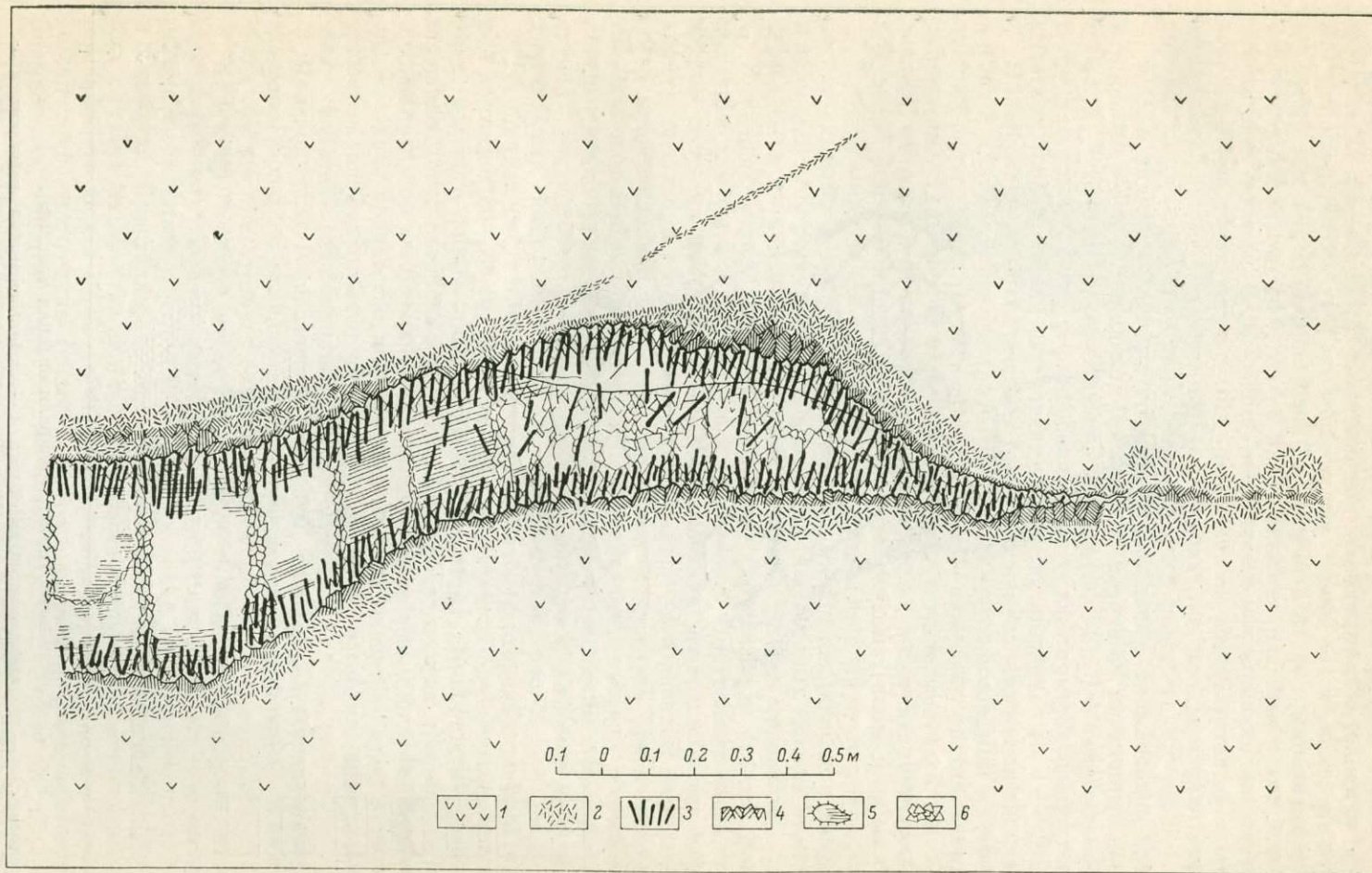


Рис. 1. Кварцевая жила в амфиболитах.

1 — амфиболиты; 2 — мелкочешуйчатый биотит; 3 — «саблевидный» биотит; 4 — полевой шпат; 5 — стекловидный крупнокристаллический и разлитованный жильный кварц; 6 — дробленный жильный кварц.

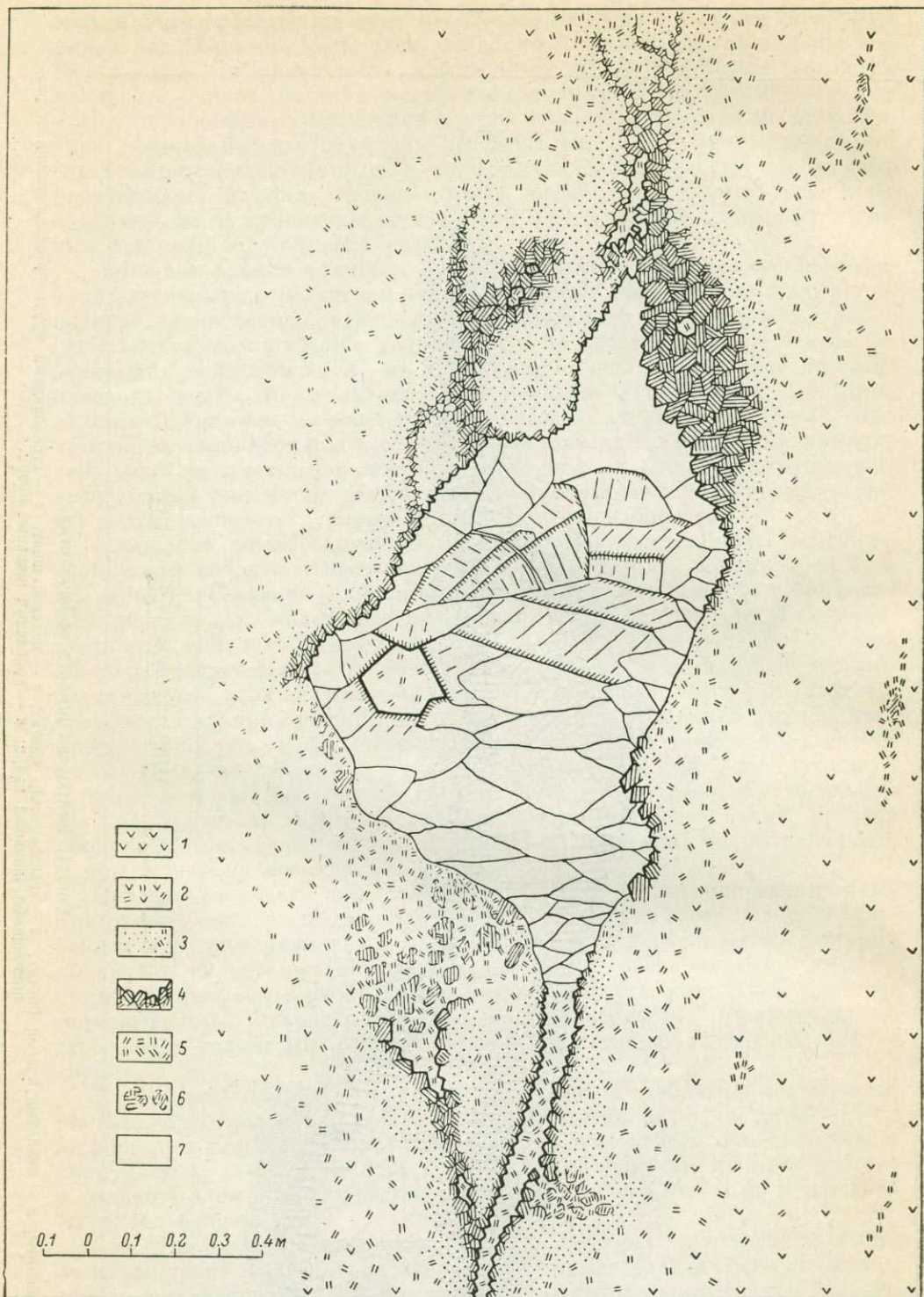


Рис. 2. Хрустальное гнездо (минерализованная трещина).

1 — амфиболиты; 2 — хлоритизированный амфиболит; 3 — альбитизированный амфиболит; 4 — альбитовая оторочка; 5 — хлорит; 6 — полевой шпат с включениями хлорита; 7 — кварц.

парагенезисов минералов, но отличных от таковых кварцевых жил, и сопровождаются одинаковыми изменениями боковых пород. По данным гомогенизации газовой-жидких включений, в кристаллах кварца хрусталеносные гнезда формируются в одинаковых температурных условиях (230—300°) и представляют собою образования одного этапа минерализации. Особенностью хрусталеобразования в амфиболитах по сравнению с кристаллическими сланцами является преобладающее развитие в них минерализованных трещин, залегающих практически вертикально вкосте простирацию тел амфиболитов. При переходе из амфиболитов в сланцы минерализованные трещины быстро выклиниваются, иногда меняют ориентировку и развиваются вдоль контакта этих пород.

Форма минерализованных трещин неправильная, линзовидная, иногда клиновидная или щелевидная. Контуры их неровные, извилистые, часты апофизы, отходящие в окружающие породы (рис. 2). Это свидетельствует о том, что полости гнезд формировались как за счет приоткрывания тектонических трещин, так и растворения пород на стенках.

В минерализованных трещинах главными минералами являются кварц, альбит и хлорит, менее распространены адуляр, полиморфные модификации двуокиси титана (рутил, анатаз, брукит), ильменит, апатит, гематит, крокидолит, халцедон. В отдельных случаях встречаются аксинит, сфен, эпидот, кальцит и мусковит. С поверхностным выветриванием связано появление монтмориллонита и гидроокислов железа (гетита и лимонита).

Хрустальные гнезда в амфиболитах отличаются друг от друга лишь относительными содержаниями основных минералов (кварца и альбита) и наличием второстепенных минералов (так, в некоторых гнездах не встречаются анатаз и брукит, адуляр, сфен, гематит и другие минералы).

В каждой минерализованной трещине (хрустальном гнезде) можно выделить две части — внутреннюю и внешнюю. Внутренняя часть ограничена стенками полости гнезда, формирование минералов здесь происходит в свободном пространстве или в рыхлой увлажненной массе, чаще всего представленной хлоритом. Внешняя часть — это ореол метасоматически измененных амфиболитов, окружающих гнезда, образование которых обусловлено реакционными взаимоотношениями хрусталеобразующих растворов с боковыми горными породами. Строение одного из хрустальных гнезд в амфиболитах можно видеть на рис. 2.

На стенках гнезд образуется полевошпатовая оторочка, ширина которой достигает 20—25 см, местами она представлена одиночными кристаллами полевого шпата либо вообще отсутствует. Наибольшее развитие полевошпатовая оторочка получает в верхней части гнезд, трещины на протяжении их по восстанию нацело заполнены полевым шпатом. В нижних частях гнезд количество последнего заметно снижается, даже в мелких трещинах он развивается только на стенках, оставляя центральную часть свободной (она заполнена хлоритом).

Полевой шпат, слагающий оторочку гнезд, представлен альбитом, имеющим более основной состав (№ 6—7) в верхней части гнезда. В нижней части обычно присутствует альбит № 1—3.

Кристаллы альбита имеют характерную уплощенную форму за счет преимущественного развития граней пинакоида (010) и образуют друзовидные, иногда шестоватые агрегаты с отчетливой зоной геометрического отбора в основании. Кристаллы альбита достигают 50 мм по удлинению. В отдельных случаях на кристаллы альбита нарастает адуляр. Головки кристаллов полевого шпата в том случае приобретают характерную для адуляра «псевдоромбоэдрическую» форму, а в более раннем альбите наблюдается интенсивная серицитизация.

Главным минералом хрустальных гнезд является кварц. Индивиды его нарастают на альбит и представлены одиночными кристаллами или

их сростками. Порой кварц нарастает непосредственно на стенки гнезд, сложенные сильно измененными амфиболитами.

Количество кварца в гнездах меняется в очень широких пределах. Часто встречаются минерализованные трещины, нацело выполненные кварцем крупно- и гигантокристаллической структуры. За счет метаморфизма он приобретает молочно-белую окраску и лишь на отдельных участках сохраняется прозрачный стекловидный кварц. Такие тела без учета типа парагенезиса минералов в окружающих измененных породах внешне невозможно отличить от более ранних кварцевых жил. В подобных минерализованных трещинах встречается в приальбандовых оторочках более основной плагиоклаз (олигоклаз № 12—16).

Наибольшим распространением пользуются минерализованные трещины, только верхняя часть которых нацело выполнена кварцем. Ниже индивиды кварца уже не срастаются друг с другом в сплошную массу, они обособлены друг от друга и приобретают благодаря этому естественную огранку. Кристаллы кварца имеют средне- и длинностолбчатый облик с размерами по удлинению до 40 см.

После γ -облучения кристаллов выявляется их специфическое внутреннее строение, заключающееся в том, что в начальную стадию их роста увеличение размеров кристаллов происходит не только за счет пирамид нарастания граней основных ромбоэдров $\{1011\}$ и $\{0111\}$, но и граней призмы $\{1010\}$. Одной из причин такого роста кристаллов может быть повышенная степень пересыщения растворов кремнеземом (по данным экспериментальных исследований, проведенных В. С. Балицким).

Наконец, встречаются минерализованные трещины, практически лишенные кварца. Последний здесь может быть представлен лишь редкими одиночными кристаллами размером до первых сантиметров по удлинению, расположенными на стенках трещин или среди рыхлой хлоритовой массы. Обычно невелико здесь и количество альбита.

В минерализованных трещинах среди амфиболитов постоянно присутствует хлорит, относящийся по данным оптических, химических, термических и рентгеноструктурных исследований к магнезиально-железистому типу — рипидолиту.

Хлорит нацело заполняет свободное пространство мелких минерализованных трещин или нижнюю часть более крупных гнезд. Кристаллы кварца и альбита, разрастающиеся в рыхлой хлоритовой массе, содержат многочисленные включения этого минерала, а поверхность их граней обнаруживает характерные для подобного случая скелетные формы роста.

Хлорит внутри гнезда представлен сложными червеобразными сростками (гельминтами), которые сохраняют свою форму и размеры (до 10—12 мм в длину и до 0.3 мм в поперечнике) во включениях внутри кристаллов альбита и кварца, а в рыхлой внутригнездовой массе они дезинтегрированы на части — небольшие веерообразные сростки.

Довольно часто в минерализованных трещинах встречается крокидолит, представленный игольчатыми кристаллами светло-зеленого цвета. Он образуется в виде включений в основаниях кристаллов кварца, в наиболее раннем кварце начального периода хрусталеобразования, а также в мелких пустотках (спутанноволокнистые массы) и путем замещения роговой обманки и плагиоклазов в зоне изменения амфиболитов.

Как уже указывалось, минерализованные трещины (хрустальные гнезда) окружены ореолом гидротермально измененных пород, видимая ширина которого меняется от 3—5 до 20—30 см и более. При детальном исследовании изменения амфиболитов отмечаются и на значительно большем удалении от гнезд. Мощность зоны изменений заметно колеблется даже вокруг одного гнезда — максимальная на участках повышенной

трециноватости пород или крупнокристаллического сложения амфиболитов.

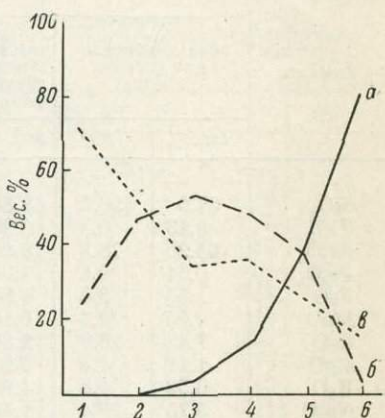
Колонка околосредовых метасоматически измененных амфиболитов имеет отчетливо выраженное зональное строение, обусловленное развитием около гнезд зоны альбитизации с последующим переходом ее по мере удаления от гнезда в зону хлоритизации. Рассмотрим особенности этих зон.

Состав и строение первичных амфиболитов были описаны нами ранее. В пределах зоны хлоритизации наблюдается замещение роговой обманки хлоритом и альбитизация плагиоклазов. Ближе к гнезду альбит начинает замещать темноцветные минералы (в первую очередь роговую обманку). В этой зоне был встречен и крокидолит. Общие изменения минерального состава пород в зоне хлоритизации показаны на рис. 3 (точки 6—3).

Хлорит представлен, как правило, отдельными мелкими чешуйками, редко небольшими веерообразными сростками. Альбит образует зернистые агрегаты с размером индивидов около 0.1 мм и менее. Вместе с альбитом встречаются также мелкие зерна кварца и неправильные кристаллики рутила, появляющиеся за

Рис. 3. Изменения минерального состава амфиболитов по мере приближения к хрустальному гнезду.

a — роговая обманка; *b* — хлорит; *в* — альбит; 1, 2, 3, 4, 5, 6 — места отбора шлифов: 1 — порода из стенки гнезда, 6 — амфиболит в 0.4 м от гнезда.



счет высвобождения двуоксида титана при хлоритизации роговой обманки.

Внешняя граница зоны хлоритизации выражена неотчетливо, переход к первичным амфиболитам постепенный. В связи с этим мощность зоны может быть определена лишь приблизительно, обычно она составляет 2/3 общей мощности зоны околосредовых изменений. Мелкие зоны хлоритизации встречаются вдоль отдельных трещин на значительном удалении от гнезд. Среди хлорита здесь отмечаются единичные зерна кварца и альбита. К этому же процессу можно отнести развитие вторичного хлорита по амфиболам, биотиту и другим минералам амфиболитов, наблюдаемое по мере приближения к участкам развития хрустальных гнезд.

Переход от зоны хлоритизации к зоне альбитизации также постепенный. Он фиксируется по снижению в породе содержания хлорита с одновременным резким возрастанием содержания альбита (рис. 3). Компоненты хлорита выщелачиваются хрусталеобразующими растворами и выносятся в полости гнезд. В зоне альбитизации хлорит сохраняется лишь в мелких пустотках, где он, как и в гнездах, представлен веерообразными сростками. Кристаллы альбита, выступающие внутрь этих пустот, имеют правильные идиоморфные очертания. В целом же зона сложена мелкозернистым агрегатом альбита (№ 1—5) практически с одинаковыми размерами индивидов в разных ее частях. Среди альбита встречаются небольшие (до 0.1 мм по удлинению) плохо ограниченные кристаллики рутила и их двойниковые сростки. По мере приближения к гнезду количество рутила снижается, но размеры индивидов увеличиваются до 0.2—0.3 мм. Рутил в мелких пустотках имеет нормальную кристаллографическую огранку. В хрустальных гнездах помимо рутила довольно часто встре-

чается ильменит. По всей видимости, его образование связано с высоким потенциалом железа в растворах, заполняющих полость гнезда (за счет интенсивного выноса его из боковых пород).

Имеют место случаи, когда около гнезд зона альбитизации визуально неразличима, лишь под микроскопом можно видеть постепенное обогащение пород альбитом. Полевोшпатовая оторочка здесь нарастает на хлоритизированный амфиболит и имеет обычно более ограниченное развитие.

Пересчеты химических анализов (по методу Казизина и Рудника, 1968) проб, отобранных из пород около хрустальных гнезд и по мере удаления от них вплоть до первичных амфиболитов, приведены в таблице, а изменения содержания компонентов графически отражены на рис. 4.

Химический состав пород

Окислы	Обр. 5/15								Обр. 5/10	
	зона альбитизации (стенка гнезда)		переходная часть между зонами альбитизации и хлоритизации		зона хлоритизации		амфиболит в 0,4 м от гнезда		порода из стенки гнезда	
	вес. %	N_i	вес. %	N_i	вес. %	N_i	вес. %	N_i	вес. %	N_i
SiO ₂	57.0	150.1	48.30	137.7	42.40	127.4	42.80	128.0	48.80	148.1
TiO ₂	0.13	0.3	0.96	2.1	1.29	2.9	1.22	2.7	0.68	1.6
Al ₂ O ₃	25.20	78.3	19.00	63.9	16.80	59.6	15.15	53.5	14.30	51.2
Fe ₂ O ₃	0.31	0.6	1.36	2.9	2.76	6.2	2.90	6.3	3.30	7.5
FeO	1.60	3.5	8.57	20.5	11.30	28.4	10.94	27.4	8.62	21.8
MnO	0.05	0.1	0.16	0.4	0.48	1.2	0.54	1.4	0.62	1.6
CaO	7.42	20.9	2.80	8.6	5.04	16.2	7.70	24.7	11.76	38.3
MgO	1.11	4.4	9.08	38.6	12.04	53.9	12.41	55.4	8.75	39.6
K ₂ O	0.53	1.8	4.98	18.1	3.65	14.0	1.79	6.8	0.20	0.8
Na ₂ O	5.75	29.4	1.46	8.1	0.78	4.6	0.91	5.3	0.81	4.8
P ₂ O ₅	0.01	0.02	0.18	0.4	0.23	0.6	0.10	0.2	0.29	0.7
CO ₂	0.46	1.7	0.27	1.0	0.09	0.4	0.55	2.2	0.37	1.5
H ₂ O	0.06	1.1	0.09	1.7	0.05	1.0	—	—	—	—
П. п. п.	0.79		2.57		3.47		2.86		1.87	
Сумма	100.43		99.78		100.38		99.77		100.37	
Объемный вес		2.64		2.84		3.01		2.98		3.04

Первая серия проб отобрана из пород метасоматической колонки с полной зональностью (обр. 5/15), вторая (обр. 5/10) — из измененных пород при отсутствии визуально различимой зоны альбитизации. И в том и другом случае можно видеть существенный привнос кремния и натрия хрусталеобразующими растворами, а наряду с этим постоянное выщелачивание из боковых пород магния, железа и титана. Двойственно поведение алюминия: в первом случае наблюдается значительный привнос этого компонента, во втором — вынос из боковых пород.

Сопоставление состава и строения амфиболитов и приуроченных к ним кварцевых жил и хрустальных гнезд (минерализованных трещин) позволяет выявить некоторые особенности процессов хрусталеобразования в этих породах.

1. Образование кварцевых жил и хрустальных гнезд осуществляется при активном реакционном воздействии минералообразующих растворов на уже сформировавшиеся горные породы — амфиболиты.

2. Кварцевые жилы и минерализованные трещины (хрустальные гнезда) формируются при различных термодинамических условиях, что

определяет различия в составе слагающих их парагенезисов минералов: биотит и андезин в жилах, хлорит и альбит в гнездах.

3. Формирование хрустальных гнезд сопровождалось выносом одних компонентов из боковых пород и привносом других минералообразующими растворами. Такое поведение компонентов определяется их относительным содержанием в амфиболитах и в подстилающих кристаллических сланцах. Так, во всех типах сланцев содержание кремнезема выше, чем в амфиболитах, поэтому он постоянно привносится растворами. С другой стороны, содержание глинозема в сланцах в одних случаях выше, в других — близко к таковому в амфиболитах (см. таблицу). Этим обусловлена двойственность в поведении глинозема (привнос его отмечен только в первом

Таблица 2 (продолжение)

Окислы	Обр. 5/10						Биотитово-кварцевые сланцы		Двуслюдяные сланцы	
	порода в 0.1 м от гнезда		порода в 0.2 м от гнезда		порода в 0.3 м от гнезда					
	вес. %	N_i	вес. %	N_i	вес. %	N_i	вес. %	N_i	вес. %	N_i
SiO ₂	48.00	146.7	43.90	132.1	42.10	118.9	65.01	187.7	57.72	156.2
TiO ₂	0.82	1.9	0.94	2.1	1.05	2.2	0.76	1.6	0.93	1.9
Al ₂ O ₃	13.80	49.8	15.70	55.7	17.00	56.7	15.23	51.8	19.35	61.7
Fe ₂ O ₃	3.14	7.2	2.55	5.8	1.68	3.6	1.66	3.6	4.17	8.5
FeO	9.12	23.3	9.65	24.3	11.47	27.1	4.16	10.0	4.54	10.3
MnO	0.65	1.7	0.60	1.5	0.42	1.0	0.12	0.3	0.11	0.2
CaO	11.62	38.0	11.06	35.7	4.34	13.1	2.05	6.3	1.15	3.3
MgO	9.08	41.1	9.97	44.7	10.76	45.3	3.05	13.2	2.52	10.2
K ₂ O	0.37	1.4	1.11	4.2	1.45	5.2	1.89	7.0	4.13	14.3
Na ₂ O	1.00	5.9	0.76	4.5	0.44	2.4	4.17	23.8	2.10	11.0
P ₂ O ₅	0.23	0.6	0.08	0.2	0.20	0.5	0.10	0.2	0.11	0.2
CO ₂	0.46	1.9	0.82	3.4	1.46	5.6	0.84	3.3	0.10	0.4
H ₂ O	0.01	0.2	0.09	1.8	—	—	0.12	2.3	0.31	5.6
П. п. п.	2.05		3.29	7.23	7.23		1.20		2.88	
Сумма	100.30		100.52		99.60	1	100.37		100.12	
Объемный вес	3.06		3.02		2.81		2.88		2.70	

Примечание. N_i — количество атомов в 10000 Å³.

случае). Наряду с этим из амфиболитов постоянно выщелачиваются магний и железо, содержание которых в подстилающих сланцах значительно ниже.

По всей видимости, взаимодействие растворов с горными породами происходит на всем пути их просачивания, а не только вокруг хрустального гнезда. Перемещение компонентов имеет общую тенденцию, направленную к выравниванию их химических потенциалов во всех типах пород и в соприкасающихся с ними гидротермальных растворах.

Рассматривая условия образования кварцевых жил, можно с уверенностью говорить лишь о привносе растворами кремнезема. В связи с развитием глубокой коры выветривания более детальные исследования околожильных метасоматитов провести не представилось возможным.

Особенности формирования хрустальных гнезд в амфиболитах хорошо согласуются с представлениями В. Д. Никитина (1959) о влиянии подстилающих пород на процессы минералообразования.

4. Образование хрустальных гнезд представляет собою длительный и многоактный процесс, характеризующийся постепенным понижением

степени пересыщения растворов привносимыми компонентами. С этим связано появление лишь в начальную стадию хрусталеобразования минерализованных трещин, нацело выполненных кварцем. В пользу этого свидетельствуют и указанные выше особенности анатомии кристаллов кварца.

В заключительную стадию хрусталеобразования привнос компонентов практически не наблюдается, за счет чего в этот период образуются лишь мелкие трещинки, выполненные хлоритом.

5. Указанные выше особенности формирования парагенезисов минералов хрустальных гнезд не только пополняют наши представления о процессах хрусталеобразования, но также могут исполь-

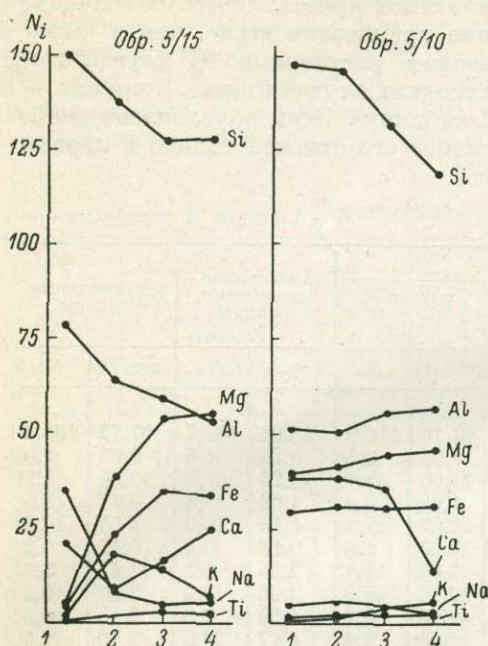


Рис. 4. Изменения содержаний элементов в породах по мере приближения к хрустальному гнезду (N_i — количество атомов в $10\ 000 \text{ \AA}^3$).

Обр. 5/15: 1 — зона альбитизации; 2 — область перехода зоны альбитизации в зону хлоритизации; 3 — зона хлоритизации; 4 — первичные амфиболиты в 0.4 м от гнезда. Обр. 5/10: 1 — зона хлоритизации (стенка гнезда); 2 — то же, в 0.1 м; 3 — то же, в 0.2 м; 4 — первичные амфиболиты в 0.3 м от гнезда.

зоваться как поисковые признаки при проведении геологоразведочных работ.

6. Условия формирования хрустальных гнезд в амфиболитах свидетельствуют о том, что хрустальные гнезда в подобных породах могут развиваться лишь при наличии подстилающих пород с повышенным содержанием кремнезема. В однородной толще основных пород трудно ожидать появления даже при прочих благоприятных условиях достаточно крупных хрустальных гнезд, имеющих промышленное значение.

ЛИТЕРАТУРА

- К а з и ц ы н Ю. В., Р у д н и к В. А. Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород. Л., «Недра», 1968.
- К а р я к и н А. Е., С м и р н о в а В. А. Структуры хрусталеносных полей. Л., «Недра», 1967.
- Н и к и т и н В. Д. К дискуссии о влиянии вмещающих пород на тип минерализации эндогенных месторождений. — Зап. Всесоюзн. минер. общ., 1959, ч. 88, № 5.
- Э ш к и н В. Ю. Некоторые особенности генезиса и минералогии месторождения горного хрусталя в мраморах на Приполярном Урале. — Тр. ВНИИП, 1960, т. 3, вып. 2.
- Э ш к и н В. Ю. Гидротермальные изменения карбонатных пород около хрусталеносных жил. — Зап. Всесоюзн. минер. общ., 1963, ч. 92, № 1.
- Э ш к и н В. Ю. Об источниках минералообразующих компонентов на примере одного из хрусталеносных месторождений Приполярного Урала. — Зап. Всесоюзн. минер. общ., 1964, ч. 93 № 6.

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ЯВЛЕНИЯ, СОПРОВОЖДАЮЩИЕ ФОРМИРОВАНИЕ ХРУСТАЛЕНОСНЫХ КВАРЦЕВЫХ ЖИЛ (ТЕРЕНСАЙСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ, ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Теренсайское месторождение расположено в западной части Восточно-Уральского поднятия вблизи его сочленения с Магнитогорским погружением. Месторождение сложено породами вулканогенно-осадочного (предположительно $O-S_1$) и осадочного (C_1) комплексов. Хрусталеносные кварцевые жилы встречаются в породах обоих литологических комплексов, однако промышленно-ценные из них — лишь в породах вулканогенно-осадочного комплекса (порфиритоиды, порфириоиды, зеленые сланцы и другие). Породы представлены агрегатами вторичных минералов (альбит, эпидот, хлорит, актинолит, кварц, серицит и кальцит с подчиненным количеством пирита, пирротина и лейкоксена), парагенезисы которых отвечают, согласно Д. С. Коржинскому (1948), актинолит-эпидотовой и хлорит-эпидотовой ступеням среднетемпературной пропилитизации.

Несколько южнее месторождения в конгломератах нижнего карбона были встречены обломки пропилитизированных и гидротермально измененных пород подстилающих вулканогенных толщ, что позволило датировать возраст этих изменений как донижнекаменноугольный (Болтыров, 1967). В то же время фаунистически охарактеризованные отложения нижнего карбона претерпели прогрессивный региональный метаморфизм фации зеленых сланцев, что свидетельствует о проявлении в описываемом районе еще одного, посленижнекаменноугольного этапа регионального метаморфизма (Болтыров, 1967, 1970). Отсутствие каких-либо видимых признаков повторного метаморфического минералообразования в породах вулканогенно-осадочного комплекса можно объяснить, очевидно, близостью Р-Т-условий выделенных этапов метаморфизма.

В регионально-метаморфизованных породах месторождения отмечаются разнообразные, стадийно развивающиеся метасоматические изменения. Наиболее ранние из них представлены биотитизацией, которой предшествовала хрупкая деформация в виде приразломной трещиноватости, рассланцевания и трещин кливажа, связанных с взбросо-сдвиговыми дислокациями. На площади месторождения выделяется несколько участков интенсивной биотитизации, пространственно тяготеющих к кварцевожильным полям, однако в пределах участков биотит развивается довольно неравномерно — от единичных чешуек до мономинеральных скоплений. В целом содержание биотита увеличивается в динамометаморфизованных и кливажированных разностях пород, особенно в порфиритоидах и зеленых сланцах. Под микроскопом устанавливается, что биотит развивается как в массе породы по мелкозернисто-чешуйчатому агрегату альбита, эпидота и хлорита, замещая их в виде относительно крупных чешуек и листочков размером от 0.5 мм, так и по системам трещин кливажа и катаклаза. Все это свидетельствует о более позднем образовании его по отношению к минералам метаморфизованных вулканогенно-осадочных пород. Биотит в шлифе имеет светло- и темно-бурую окраску. Состав биотита: SiO_2 — 37.7, TiO_2 — 1.90, Al_2O_3 — 16.52, Fe_2O_3 — 10.75, MnO — 0.10, MgO — 13.90, CaO — 1.81, Na_2O — 0.35, K_2O — 8.71, п. п. п. — 2.66, сумма 100.10%; $Nm=1.639$.

Следующая стадия гидротермально-метасоматического минералообразования характеризуется образованием кварцевых жил, сопровождающихся околожильной хлоритизацией. Крупно- и гигантозернистые

структуры жильного кварца, наличие остаточных полостей в жилах говорят о формировании преимущественно путем выполнения трещин, однако при этом в зальбандах жил почти всегда отмечаются структуры замещения с реликтами неизмененных вмещающих пород среди жильного кварца. Мощность зон хлоритизации около отдельных жил достигает 10—12 м; при групповом залегании кварцевых жил околожилльные изменения сливаются, образуя мощную зону хлоритизированных пород. Содержание хлорита в околожилльных зонах достигает 60—80%, тогда как в удалении от кварцевых жил оно, как правило, незначительно и не поднимается выше 10—15%. Хлорит, развивающийся в удалении от жил, также имеет метасоматическую природу, так как постоянно развивается по биотиту и другим породообразующим минералам или приурочен к зонам брекчирования и трещинам катаклаза. В тесной пространственной ассоциации с ним развивается в хлоритизированных породах вторичный кварц.

Таблица 1

Химический состав адуляров

№ п/п	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	BaO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	п. п. п.	Сумма
1	63.46	20.85	0.20	—	—	0.078	Не опр.	0.99	—	12.54	0.24	0.80	99.158
2	63.56	18.84	0.03	1.00	0.02	0.23	0.75	0.54	0.90	13.81	—	0.21	99.89
3	63.65	19.30	0.43	—	—	—	1.97	0.56	0.50	13.92	—	1.20	100.23

По данным рентгеноструктурного ($c \sin \beta = 14.08-14.12$, $b = 9.25-9.31$ Å) и термического анализов околожилльный метасоматический хлорит относится к ринидолиту. Состав хлорита: SiO₂ — 24.88, TiO₂ — 0.04, Al₂O₃ — 20.57, Fe₂O₃ — 2.16, FeO — 28.93, CaO — 0.10, п. п. п. — 11.50, сумма — 100.43%; $N_m = 1.624-1.636$.

Локализация кварцевых жил преимущественно в трещинах скалывания, реже в трещинах отрыва, околотрещинный характер развития метасоматического хлорита свидетельствуют о том, что стадии хлоритизации предшествовали значительные тектонические подвижки, способствовавшие инфильтрации гидротермально-метасоматических растворов. По-видимому, тектонические подвижки повторялись неоднократно, о чем говорят частые пересечения прожилков разного или одинакового состава, перетолжение эпидота, кальцита и других минералов. Вслед за одним из таких этапов трещинообразования начались минеральные преобразования следующей стадии — альбитизации и адуляризации, сыгравшей исключительную роль в формировании хрустальных гнезд и минерализованных трещин. Характер и направленность метасоматических изменений данной стадии удобно рассмотреть на примере околоснездовых изменений хрусталеносных полостей. Стадия четко подразделяется на две подстадии: раннюю (альбитизация) и позднюю (адуляризация). В околоснездовом пространстве при альбитизации происходит осветление вмещающих пород. Мощность зон осветления колеблется от 5—6 см до 2.5—3.0 м. Под микроскопом осветленные породы представляют собой мелкозернистую аллотриоморфнозернистую альбитовую породу (альбит содержит 0.5 анокритового компонента) с подчиненным количеством минералов исходных пород в качестве реликтов (зоны I и II). Количество последних возрастает по направлению к неосветленным вмещающим породам, чем объясняются расплывчатые границы зон осветления (зоны III и IV). В не-

Таблица 2

Расчет содержания количества атомов (N_i) в стандартном геометрическом объеме пород при альбитизации и адуляризации

Окислы	Вес. %		N_i	Вес. %		N_i	Вес. %		N_i	Вес. %		N_i
	исходные	приведенные к 100%		исходные	приведенные к 100%		исходные	приведенные к 100%		исходные	приведенные к 100%	
SiO ₂	56.20	56.50	137.65	49.49	50.00	137.20	45.45	45.53	143.37	42.59	42.50	128.00
TiO ₂	1.10	1.10	2.00	0.58	0.58	1.18	0.75	0.75	1.65	0.83	0.83	1.87
Al ₂ O ₃	20.15	20.20	58.00	20.20	20.38	66.00	18.42	18.46	62.32	18.57	18.51	65.60
Fe ₂ O ₃	2.98	3.00	5.50	3.75	3.78	7.84	5.62	5.63	12.81	5.69	5.69	12.87
FeO	1.71	1.72	3.52	5.96	6.02	13.83	5.58	5.59	13.69	6.42	6.42	16.14
MnO	0.06	0.06	0.12	0.22	0.22	0.50	0.09	0.09	0.22	0.28	0.28	0.70
CaO	6.56	6.59	17.2	6.62	6.70	19.75	14.71	14.75	46.22	15.01	14.96	48.15
MgO	0.77	0.77	2.8	3.24	3.28	13.40	4.71	4.71	20.50	5.86	5.86	26.26
K ₂ O	3.82	3.84	12.20	2.34	2.36	8.35	0.85	0.85	3.71	1.19	1.19	4.56
NaO	5.15	5.17	24.42	3.86	3.90	20.76	1.57	1.57	8.91	0.67	0.67	3.26
П. п. п.	1.05	1.05	17.06	2.75	2.78	51.00	2.07	2.07	40.41	3.09	3.09	62.00
Сумма	99.55	100.0		99.01	100.0		99.82	100.0		100.2	100.0	
d_v	2.35			2.74			2.92			3.00		
Зона (расстояние от гнезда, м)	I (1 м)			II (2 м)			III (3 м)			IV (5 м)		

посредственной близости от хрусталеносной полости в осветленных породах появляется нередко адуляр, замещающий ранее образованный альбит (зона I). В самой полости образуются кристаллы кварца и адуляра и скопления крупночешуйчатого хлорита.

Адуляр встречается в виде включений во внешних зонах роста кристаллов, что свидетельствует об одновременности его образования с конечными стадиями кристаллизации кварца. Размеры кристаллов адуляра достигают 5 см. В табл. 1 приведен химический состав адуляров из разных кварцевых жил Теренсайского месторождения.

Типоморфным признаком адуляров данного месторождения является повышенное содержание в них окиси бария (до 2%). Показатели преломления адуляров: $N_g=1.528$, $N_p=1.522$, $2V=-71^\circ$.

Хлорит гнездового выполнения, по данным рентгеноструктурного ($\text{csin } \beta = 14, 13-14, 18$, $b=9.24-9.31 \text{ \AA}$) и термического анализов, относится к прохлориту и имеет следующий химический состав: $\text{SiO}_2 - 28.92$, $\text{TiO}_2 - 1.50$, $\text{Al}_2\text{O}_3 - 16.90$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 5.43$, $\text{FeO} - 26.73$, $\text{MgO} - 9.12$, $\text{CaO} - 0.92$, $\text{Na}_2\text{O} - 0.53$, $\text{K}_2\text{O} - 0.32$, п. п. п. — 10.02, сумма — 100.40%; $N_m=1.604-1.617$.

Наблюдения над вскрытыми горными выработками хрусталеносными полостями показывают, что количество внутрigneздового хлорита находится в прямой зависимости от мощности зон осветления. Анализ поведения петрогенных компонентов (табл. 2) свидетельствует, что при образовании зон осветления происходит интенсивный вынос оснований из околонездового пространства в полость, а во вмещающие породы привносятся щелочи. Основания связываются в хлорите, а привнос щелочей влечет за собой альбитизацию, а затем адуляризацию. Изучение температур гомогенизации и декрепитации, а также химического состава газожидких включений в жильном кварце и кристаллах кварца показало закономерное изменение температуры и химизма гидротермальных растворов от одной стадии к другой. Так, растворы стадии хлоритизации и образования кварцевых жил имеют относительно высокую температуру (более 300°) и гидрокарбонатно-кальциевый состав, а на стадии наложенной хрустальной минерализации, альбитизации и адуляризации — более низкую температуру ($220-270^\circ$) и хлоридно-натриевый состав.

Таким образом, приведенный материал свидетельствует о развитии метасоматических явлений при образовании хрусталеносных кварцевых жил по крайней мере в три стадии: раннюю щелочную (биотитизация), кислотную (хлоритизация и образование кварцевых жил) и позднюю щелочную (альбитизация, адуляризация и образование кристаллов горного хрусталя). Так как околосильные изменения захватывают значительно большие объемы пород, чем сами хрусталеносные жилы, они с успехом могут быть использованы в поисках как индикаторы скрытого оруденения.

ЛИТЕРАТУРА

- Ануфриев Ю. Н., Ступаков Г. П., Белик Д. М., Дорогов и Б. А. Некоторые особенности образования хрусталеносных кварцевых жил одного из месторождений Южного Урала. — Труды ВНИИСИМС, 1970, т. XIII.
- Болтыров В. Б. Метаморфизм пород в среднем и верхнем течении р. Джуса на Южном Урале. — Автореф. канд. дисс. Свердловск, 1967.
- Болтыров В. Б. Региональный метаморфизм пород в междуречье рек Урус-Кискен, Джуса и Карабутак на Южном Урале. — В кн.: Метаморфизм горных пород Урала. Свердловск, 1970.

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДРЕВНИХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ТОЛЩ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

Древние метаморфические образования Передового хребта были подразделены впервые А. П. Герасимовым (1929) на две разновозрастные толщи — кристаллическую и метаморфическую — на основании различия их состава и степени метаморфизма. Вопрос о возрасте толщи кристаллических сланцев и характере ее контакта с метаморфической (зеленокаменной) толщей до настоящего времени остается дискуссионным. Ряд исследователей (Баранов, Масуренков, 1956; Кизевальтер, 1960) вслед за А. П. Герасимовым (1929), А. Г. Кобилевым (1954) считают, что между двумя этими толщами существовал длительный перерыв, возраст же кристаллических сланцев предполагается докембрийский. По данным других исследователей (Афанасьев, 1955; Ефремов, 1941, 1958; Плоско, 1965), между кристаллическими и зеленокаменными сланцами наблюдается постепенный переход, и эти породы объединяются в единую формацию нижнепалеозойского возраста. Некоторые геологи (Кропачев, 1962) возраст всех метаморфических пород считают девонским и отрицают наличие на Северном Кавказе докембрийских и нижнепалеозойских образований.

До сих пор обоснование возрастных отношений между двумя толщами базировалось главным образом на внешних различиях в степени метаморфизма и петрографического состава без учета минералого-петротектонических особенностей пород. В статье приводятся некоторые данные, полученные при минералого-петротектонических исследованиях метаморфических образований Передового хребта Северного Кавказа. Породы кристаллической толщи изучались авторами в верховьях рек Большой и Малой Лабы, Белой и в районе хребта Магишо, а метаморфической (зеленокаменной) — в Урупо-Лабинском районе.

Результаты этого изучения позволяют разграничить рассматриваемые толщи как по составу слагающих их пород, так и по степени метаморфических преобразований. Кристаллическая толща представлена различными слюдистыми, слюдино-гранатовыми сланцами, плагиогранито-гнейсами, амфиболитами, а метаморфическая — осадочными и вулканогенно-осадочными образованиями, метаморфизованными в условиях фации зеленых сланцев. Для более детального изучения текстурно-структурных особенностей пород ряд образцов был подвергнут петротектоническому изучению путем выявления ориентировки оптических осей кварца и плоскостей спайности мусковита в шлифах, вырезанных перпендикулярно простиранию сланцеватости, и построения соответствующих диаграмм.

Породы верховьев р. Белой представлены кварцево-гранато-хлоритовыми, кварцево-хлоритовыми и кварцево-эпидото-актинолитовыми сланцами. Все разновидности имеют отчетливо выраженную сланцеватую текстуру. Кварцево-гранато-хлоритовые сланцы зеленого цвета, с четкими плоскостями сланцеватости юго-западного падения под углами 52—65°. Породы имеют порфиробластовую структуру с лепидогранобластовой основной тканью. В их составе присутствуют гранат в виде порфиробластов, кварц с характерным волнистым угасанием, хлорит, серицит и биотит, а также единичные зерна сфена и пирита. Листочки и чешуйки хлорита, серицита и биотита ориентированы параллельно друг другу, что опре-

деляет сланцеватую текстуру породы. Вдоль сланцеватости развиты прожилки кварца мощностью 1—2 мм с неправильной формой зерен, несущих следы интенсивного катаклаза. Оптические оси кварца в сланцах и прожилках имеют ориентированное расположение преимущественно в двух плоскостях (рис. 1, а, б, в).

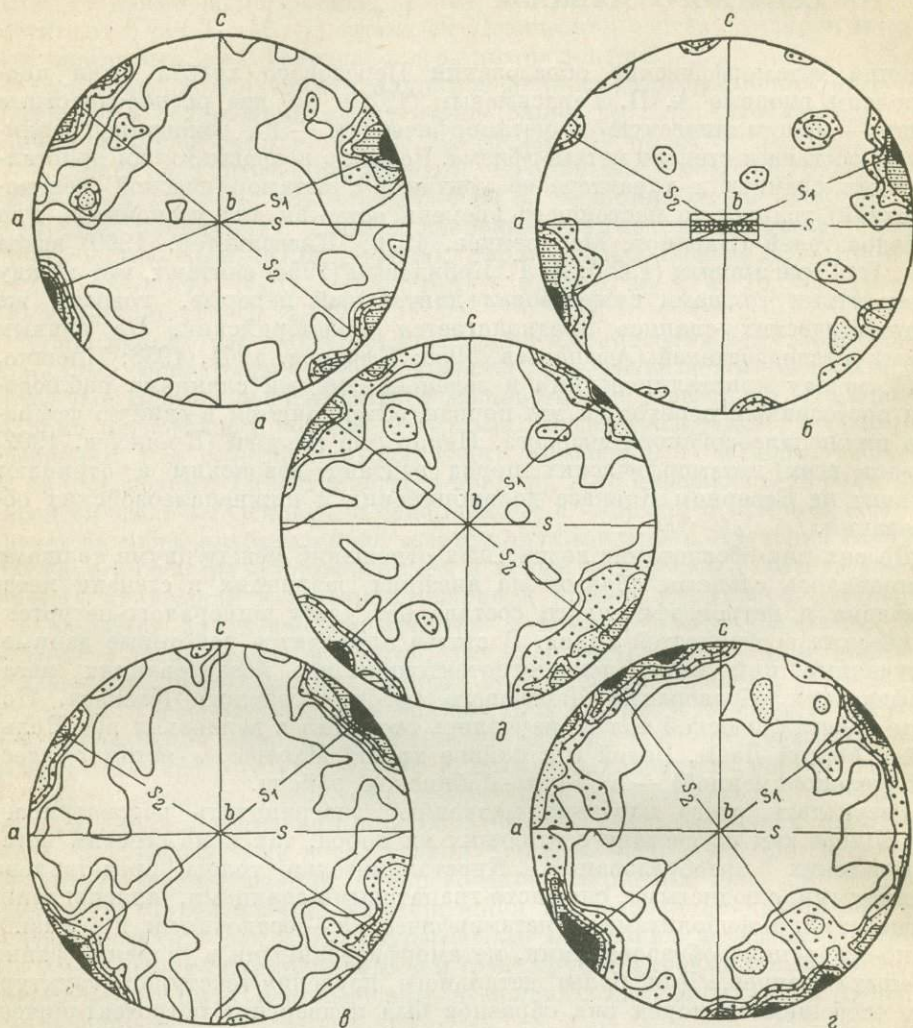


Рис. 1. Петротектонические диаграммы пород верховьев р. Белой.

а — кварцево-гранато-хлоритовый сланец, 138 оптических осей кварца, контуры: 2—4—6—8—10%; б — прожилок кварца, 100 оптических осей, контуры: 2—3—6—9%; в — кварцево-гранатовый сланец, 330 оптических осей кварца, контуры: 1—2—3—4—5—7%; г — кварцево-хлоритовый сланец, 205 оптических осей кварца, контуры: 2—4—6—8—10%; д — кварцево-эпидото-антинолитовый сланец, 200 оптических осей кварца, контуры: 2—4—6—8—10%.

Кварцево-хлоритовые сланцы зеленовато-серого цвета, с четкой сланцеватой текстурой. Падение сланцеватости северо-восточное под углом 75°. Структура породы лепидогранобластовая. В ее составе отмечены кварц, хлорит, небольшое количество биотита и мелких кристалликов пирита. Зерна кварца изометричные. Их размеры 0.08—0.10 мм. Параллельное расположение листочков хлорита и биотита подчеркивает сланцеватость породы. Оптические оси кварца имеют отчетливую пространствен-

ную ориентировку, располагаясь в двух пересекающихся плоскостях, симметричных плоскости сланцеватости (рис. 1, з).

Кварцево-эпидото-актинолитовые сланцы зеленовато-серые, с хорошо заметной сланцеватостью, падающей на северо-запад под углом 45° . В составе породы выделяются актинолит, эпидот, кварц, альбит, мелкие кристаллики пирита. Наблюдается резкое удлинение всех зерен в одном

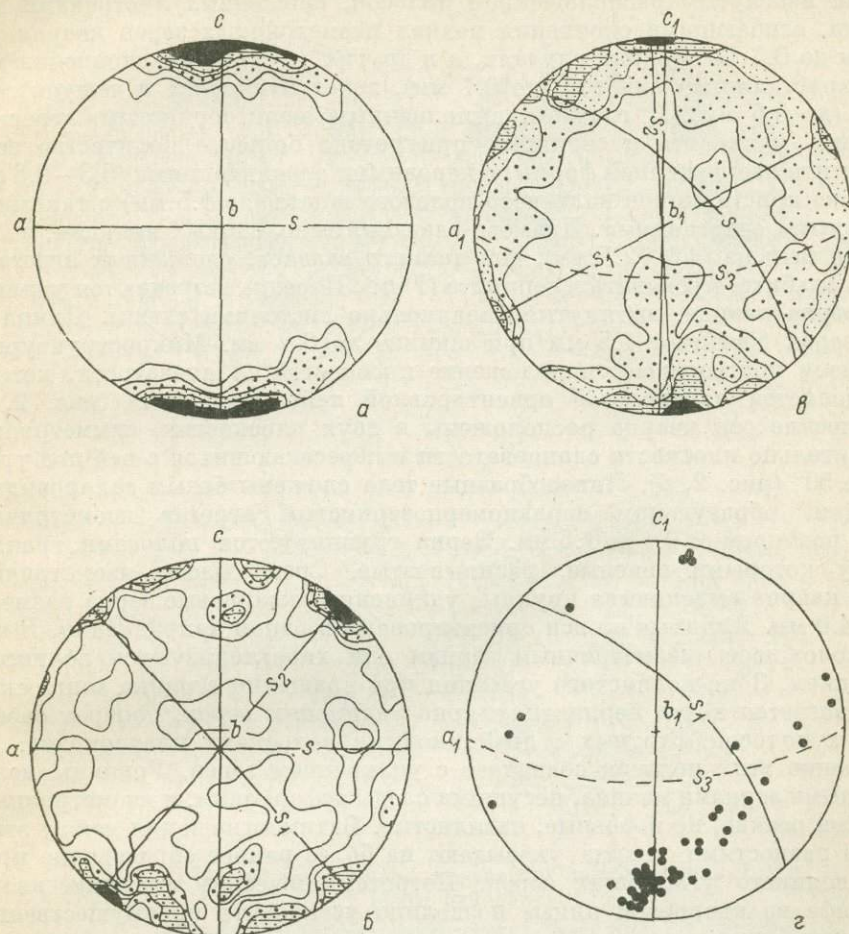


Рис. 2. Петротектонические диаграммы пород хребта Магишо.

а — кварцево-мусковитовый сланец, 116 полюсов спайности мусковита, контуры: 2—3—6—10%; б — кварцево-мусковитовый сланец, 296 оптических осей кварца, контуры: 1—2—3—4%; в — кварцевая линза, 300 оптических осей изометричных зерен кварца, контуры: 1—2—3—4%; г — кварцевая линза, 50 оптических осей крупных волнисто угасающих зерен кварца.

направлении, определяющем сланцеватую текстуру. Петротектоническое изучение показывает, что оптические оси кварца обладают ориентированным расположением в плоскостях, симметричных относительно плоскости сланцеватости и пересекающихся с ней под углом, близким к 45° (рис. 1, д).

Породы хребта Магишо представлены кристаллическими сланцами буровато-серого цвета, существенно кварцево-мусковитового состава. Их сланцеватость обусловлена плоскопараллельным расположением лейст мусковита. Падение сланцеватости северо-западное под углом 60° . Сланцы вмещают своеобразные линзовидные тела, сложенные кварцем.

Они располагаются примерно в одной плоскости на расстоянии 35—50 м друг от друга. Длина линз достигает 6 м, мощность составляет 0.6—2.0 м. Контакты линз с вмещающими породами расположены почти под прямым углом к плоскостям сланцеватости. Сложение линз массивное, падение южное под углом 24°.

Кристаллические сланцы имеют очковую структуру, обусловленную слегка изогнутым расположением полосок, сложенных листочками мусковита, огибающими скопления мелких изометричных зерен кварца размером до 0.3 мм в одних случаях, а в других — такие же скопления мелких кристалликов альбита (до 0.1 мм), лейст мусковита и чешуек серицита (до 0.5 мм). К глазкам, выполненным мелкозернистым агрегатом альбита, мусковита и серицита, приурочено большое количество зерен магнетита изометричной формы, с неровными ограничениями (0.3—0.6 мм), а также кристалликов калиевого полевого шпата (до 1.5 мм) с такими же неровными очертаниями. Диаметр глазков, выполненных кварцем, значительно меньше (2.0—2.5 мм), чем диаметр глазков, сложенных агрегатом зерен альбита, мусковита и серицита (7 мм). Изредка встречаются удлиненные зерна кварца, вытянутые параллельно листочкам слюды. Длина таких зерен достигает 1.5 мм при ширине до 0.8 мм. Микроструктурным анализом подтверждается положение плоскостей сланцеватости, которое определяется плоскостной ориентировкой лейст мусковита (рис. 2, а). Оптические оси кварца расположены в двух плоскостях, симметричных относительно плоскости сланцеватости и пересекающихся с ней под углом около 50° (рис. 2, б). Линзообразные тела сложены белым сахаровидным кварцем, образующим неравномернозернистый агрегат изометричных зерен размером от 0.1 до 1.5 мм. Зерна группируются полосами, границы между которыми неясные, расплывчатые. Среди массы изометричных зерен кварца выделяются крупные удлиненные кварцевые зерна размером 2.5—4.0 мм. Длинные их оси ориентированы в одном направлении. В противоположность изометричным зернам они характеризуются волнистым угасанием. Зона волнистого угасания при вращении столика микроскопа передвигается почти перпендикулярно удлинению зерен, поперек своеобразных полосок, сходных с двойниковыми полосками плагиоклаза. Направление этих полосок совпадает с удлинением зерен. Границы между крупными зернами кварца, несущими следы деформации, и изометричными зернами резкие, но неровные, извилистые. Взаимоотношения между этими двумя разновидностями кварца указывают на более раннее образование крупных волнисто угасающих зерен. Петротектоническое изучение кварца в шлифе из кварцевой линзы позволило установить преимущественную его ориентировку в двух взаимно пересекающихся плоскостях (рис. 2, в). Ориентировка оптических осей отдельно замеренных крупных зерен волнисто угасающего кварца характеризуется максимумом, расположенным в нижней части диаграммы (рис. 2, г). Этот максимум по своему расположению сходен с максимумами диаграмм на рис. 2, б, в.

Приведенные петротектонические диаграммы свидетельствуют о сходной ориентировке оптических осей кварца в изученных породах. Максимумы их расположены симметрично по отношению к плоскости сланцеватости. Это характеризует описанные породы как типичные S-тектониты. Следовательно, породы древней кристаллической толщи могут быть одинаково охарактеризованы с петротектонической стороны. Это означает, что независимо от видимой различной степени метаморфизма все они претерпели одинаковые дифференциальные движения. Сходная оптическая ориентировка кварца во вмещающих породах и в кварцевых линзах и прожилках свидетельствует об их совместной деформации. Это позволяет говорить о проявлении гидротермальных процессов, предшествовавших образованию сланцеватости.

В Урупо-Лабинском районе метаморфическая толща сложена вулканогенными породами: базальтовыми, андезито-базальтовыми порфиритами, дацитовыми и липаритовыми порфирами, их туфами, а также филлитизированными глинистыми сланцами, кремнистыми сланцами и другими породами. Во всех типах пород толщи единственным устойчивым минералом является кварц. Полевые шпаты альбитизированы, а безводные силикаты —

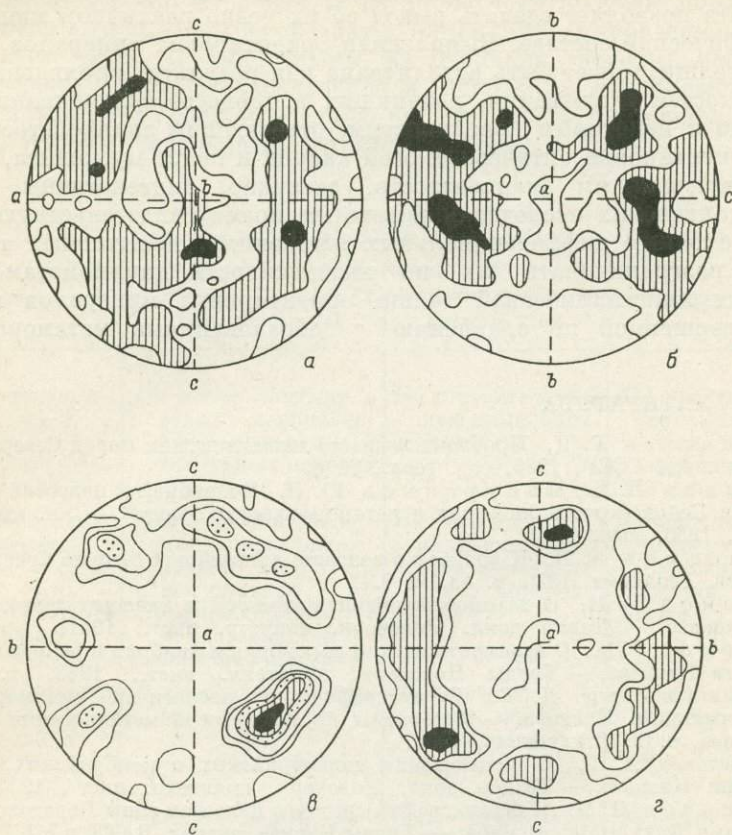


Рис. 3. Петротектонические диаграммы пород Урупо-Лабинского района.

а, б — кварцевый альбитофир лежачего бока рудного тела, 300 оптических осей кварца, контуры: 2.5—5—9.5%; в — филлитовидный сланец 280 оптических осей кварца, максимальный контур — 30%; г — кварцтоидная порода из кровли рудного тела, 300 оптических осей кварца, контуры: 2.5—5—9.5%.

пироксены и другие минералы — замещены хлоритом. Устойчивой минеральной ассоциацией является следующая группа минералов: кварц + альбит + хлорит + серицит + карбонат. В сравнительно глубинных зонах отмечаются более высокотемпературные минералы: биотит, актинолит, тремолит. Минеральный состав пород позволяет относить их к кварцево-альбито-мусковито-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев (Тернер, Ферхуген, 1961). Характер и интенсивность проявления сланцеватости находятся в зависимости от особенностей первичного строения пород. Значительную роль играли слоистость туфогенно-осадочных образований, поверхности покровов эффузивов, плоскопараллельные протоматические текстуры течения и т. д. Петротектоническое изучение пород толщи показало, что динамометаморфизм их происходил в сопо-

ставимых условиях, хотя и проявился с неодинаковой интенсивностью в различных типах пород (рис. 3). Ориентировка оптических осей кварца характеризует их поясовое положение в плоскости, перпендикулярной простиранию сланцеватости. На фоне поясов иногда выделяются локальные максимумы, обнаруживающие симметричное расположение относительно плоскости сланцеватости (рис. 3, б).

Изучение пород кристаллической и метаморфической толщ Передового хребта позволяет сделать вывод об их резко различном минералогическом составе. Выявленная ориентировка минералов, слагающих обе толщи, может быть истолкована как результат проявления скрытых плоскостей скалывания, возникших в процессе сплющивания пород нормально к некоторым поверхностям, отвечающим сланцеватости (Пэк, 1939). Ориентировка оптических осей кварца и лейст мусковита, а также соответствующая им сланцеватость, очевидно, сингенетичны. Данные петротектонических исследований в то же время свидетельствуют о том, что при сходных дифференциальных движениях, испытанных толщами, следует разграничивать их по интенсивности динамометаморфизма: в породах кристаллической толщи ориентировка минералов является более совершенной по сравнению с образованиями метаморфической толщи.

ЛИТЕРАТУРА

- Афанасьев Г. Д. Проблема возраста магматических пород Северного Кавказа. — Изв. АН СССР, 1955, сер. геол., № 4.
- Баранов И. Я., Масуренков Ю. П. Докембрий и палеозой бассейнов рек Шахе и Белой (кристаллическая и метаморфическая толщи). — Уч. зап. Ростов. гос. унив., 1956, вып. 7.
- Герасимов А. П. К вопросу о возрасте древнейших свит на Северном Кавказе. — Изв. Геолкома, 1929, т. 48, № 7.
- Ефремов Г. М. О взаимоотношении докембрия и нижнего палеозоя на Северном Кавказе. — Тезисы докл. Новочерк. индустр. инст., 1941.
- Ефремов Г. М. О взаимоотношении докембрия и кембрия в районе г. Дженту на Северном Кавказе. — Труды Новочерк. политехн. инст., 1958, т. 36—50.
- Кизевальтер Д. С. Стратиграфическое расчленение метаморфических толщ Центрального Кавказа. — Материалы по геологии и металлогении Центр. и Зап. Кавказа, т. 2. Ставрополь, 1960.
- Кобилев А. Г. О соотношении докембрийских и кембрийских формаций на Северном Кавказе. — Тезисы докл. Новочерк. политехн. инст., 1954.
- Кропачев С. М. К стратиграфии среднего палеозоя зоны Передового хребта между реками Даут и Малая Лаба. — Труды Кавказ. экспед. ВАГТ и МГУ, т. 3. М., 1962.
- Плошко В. В. Уруштенский комплекс Северного Кавказа. М., «Наука», 1965.
- Пэк А. В. Трещинная тектоника и структурный анализ. М., Изд-во АН СССР, 1939.
- Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., ИЛ, 1961.

А. К. ЯКОВЛЕВА, Ю. Н. ЯКОВЛЕВ

ТИПОМОРФИЗМ КАЛЬЦИЕВЫХ АМФИБОЛОВ МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ

Широко распространенным породообразующим минералам переменного сложного химического состава — кальциевым амфиболам — всегда уделялось особое внимание (Дир и др., 1965; Доброхотова, 1968; Закруткин, 1968; Ernst, 1968; Leake, 1968; Костюк, 1970, и др.). Кальциевые амфиболы глубокометаморфизованных гипербазитов Аллареченского района (Кольский полуостров), являющиеся составной частью вкрапленных

сульфидных медно-никелевых руд, обладают типоморфными особенностями, характерными для ультраосновных пород вообще и в частности — для оруденелых гипербазитов.

Ультраосновные тела района имеют небольшие размеры, залегают в гнейсах и амфиболитах и пересечены жилами гранитных пегматитов (Яковлева, Яковлев, 1970). Первичными минералами в них являются оливин, ромбический пироксен и титаномагнетит. Среди пород преобладают перидотиты, меньше развиты оливиниты, пироксениты играют подчиненную роль. С некоторыми интрузивами связаны месторождения сульфидных руд (Алларченское и Восток), а подавляющая часть ультраосновных тел содержит бедную вкрапленность сульфидов. Ультраосновные породы многократно метаморфизованы.

Таблица 1

Формы проявления амфиболов

Признаки	Ранние амфиболы		Поздние амфиболы
	внутренние зоны	краевые зоны	
Место проявления	По всему массиву в свежих и измененных, оруденелых и безрудных породах	На контакте с вмещающими породами	На контакте с гранитными пегматитами, в зонах дробления и рассланцевания
Формы проявления	в слабо измененных	Единичные и скелетные кристаллы, каемки вокруг зерен оливина	Зональные оторочки, метасоматиты, асбестовидные прожилки
	в сильно измененных	Порфиробласты и мелкозернистая основная масса	Те же
Текстура, структура породы	Реликтовая, замещения	Сланцеватая, часто порфиробластическая	Прожилки — волокнистая, шестоватая, радиальнолучистая; сланцы — сланцеватая
Цвет	Светло-зеленый, неоднородный	Более темно-зеленый, с синеватым оттенком	Зеленый однородный, асбест серовато-зеленый
Ассоциация	до Са-амфиболов	Оливин, бронзит, ранние сульфиды, магнетит	Реликтов первичных силикатов нет
	равновесные	Хлорит, флогопит, эпигенетические сульфиды	Флогопит
	после Са-амфиболов	Поздний актинолит, куммингтонит, автофиллит, тальк, поздние сульфиды	Куммингтонит, автофиллит, поздние сульфиды

Кальциевые амфиболы являются самыми распространенными минералами среди вторичных силикатов. Амфиболы объединяются в две разновозрастные группы: ранние, преобладающие — преимущественно роговые обманки и поздние — актинолиты, распространенные локально (табл. 1). Ранние амфиболы отличаются неоднородным строением индивидов. Они содержат большое количество реликтов оливина, бронзита (рис. 1), магнетита, а также включения позднего актинолита. Индивиды актинолита сравнительно однородны (Яковлева и др., 1972). Интенсивное замещение бронзита и особенно оливина роговой обманкой, отличаю-

Химический состав, количество ионов в пересчете на 24 (O, OH, F, Cl), показатели преломления и магнезиальность
($mg = 100 \text{ Mg/Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn}$) амфиболов

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	55.64	55.00	54.18	54.90	53.75	53.14	52.55	52.11	51.78	50.26	50.92	50.25	48.23	48.03	47.31	45.26	42.25
Al ₂ O ₃	2.04	2.87	2.72	1.59	2.71	2.81	4.85	4.03	5.00	6.16	7.71	7.35	9.03	7.07	8.32	11.06	11.16
Cr ₂ O ₃	0.12	—	0.04	—	0.02	0.13	0.04	0.18	0.11	—	0.14	—	—	0.08	0.27	0.31	0.05
TiO ₂	0.05	0.28	0.19	0.07	0.20	0.44	0.32	0.34	0.30	0.26	0.38	0.48	—	0.11	0.34	0.62	2.68
Fe ₂ O ₃	0.73	0.73	0.66	1.16	1.33	2.29	1.42	1.87	1.70	1.63	1.91	1.48	1.91	1.73	1.79	1.83	3.22
FeO	5.02	4.31	8.34	9.67	4.14	10.03	6.00	10.14	4.72	5.62	5.90	4.95	7.93	5.43	6.86	6.88	17.79
MgO	20.94	21.70	19.56	21.89	22.41	17.31	19.96	17.40	20.73	20.16	18.57	19.96	18.52	22.38	18.63	17.71	7.70
CaO	12.01	12.06	10.78	8.10	11.20	10.71	10.77	10.13	11.12	11.25	11.57	11.59	9.78	8.86	10.75	10.96	10.50
MnO	0.16	0.15	0.19	0.27	0.20	0.28	0.16	0.25	0.18	0.12	0.22	0.12	0.13	0.16	0.18	0.11	0.30
Na ₂ O	0.35	0.28	0.18	0.22	0.12	0.59	0.82	0.76	2.15	1.03	0.55	0.79	1.63	0.41	1.79	1.74	1.57
K ₂ O	0.14	0.11	0.08	0.05	0.02	0.17	0.62	0.18	0.11	0.21	0.22	0.14	0.21	0.15	0.38	0.34	0.63
H ₂ O ⁺	2.11	2.27	1.96	1.78	2.22	1.74	1.96	2.21	1.74	1.97	1.91	2.29	2.19	4.25	2.00	2.30	2.11
H ₂ O ⁻	0.00	0.02	0.00	0.07	1.55	0.38	0.31	0.00	0.23	0.00	0.34	0.12	0.29	0.81	0.33	0.20	0.20
S ₆ ш	0.11	0.00	—	0.00	—	0.21	—	—	0.00	—	—	—	—	—	—	—	—
F	0.27	0.093	—	0.15	—	0.00	—	0.19	0.12	0.00	0.04	0.14	0.00	0.34	—	—	0.08
NiO	0.104	0.088	0.08	0.128	—	0.087	0.077	0.11	0.08	0.05	—	0.05	—	0.006	0.09	0.06	0.013
CuO	0.008	0.001	0.02	0.018	—	0.122	0.00	0.00	0.00	0.00	—	0.00	—	0.002	0.00	0.05	0.004
CoO	0.008	0.005	0.00	0.007	—	0.000	0.00	0.00	0.00	0.00	—	0.00	—	0.005	С.т.	0.00	0.009
Сумма	99.895	99.91	99.56	99.92	99.87	100.443	99.857	99.90	100.07	99.38	99.72	99.71	100.67	99.87	99.04	99.43	100.36
-O ≈ F, S	0.17	0.05	—	0.06	—	0.10	—	0.08	0.05	—	0.02	0.05	—	0.14	—	—	0.03
Сумма	99.725	99.86	99.56	99.86	99.87	100.30	99.857	99.82	100.02	99.38	99.70	99.66	100.67	99.73	99.04	99.43	100.33

В пересчете на 24 (O, OH, F, Cl)

Si	7.753	7.610	7.734	7.748	7.600	7.646	7.416	7.433	7.277	7.206	7.123	7.050	6.827	6.681	6.837	6.501	6.445
Al ^{IV}	0.247	0.390	0.266	0.252	0.400	0.354	0.584	0.567	0.723	0.794	0.877	0.950	1.173	1.158	1.163	1.499	1.555
Al ^{VI}	0.088	0.077	0.197	0.013	0.054	0.123	0.228	0.110	0.105	0.233	0.410	0.216	0.334	—	0.254	0.374	0.454
Cr	0.020	—	—	—	—	0.014	—	0.021	0.012	—	0.015	—	0.041	0.008	0.031	0.035	—
Ti	0.005	0.029	0.021	0.008	0.021	0.048	0.034	0.036	0.032	0.027	0.041	0.051	0.048	0.018	0.037	0.067	0.232
Fe ³⁺	0.077	0.076	0.070	0.124	0.076	0.247	0.151	0.200	0.179	0.173	0.204	0.157	0.204	0.110	0.195	0.198	0.370
Fe ²⁺	0.566	0.499	0.996	1.141	0.456	1.175	0.708	1.209	0.554	0.665	0.699	0.581	0.939	0.594	0.829	0.827	2.194
Mg ^Y	4.238	4.475	3.705	4.604	4.478	3.393	3.871	4.475	4.109	3.896	3.631	3.939	3.434	4.640	3.644	3.487	1.750
Mg ^X	0.112	—	0.457	—	0.244	0.319	0.327	0.288	0.233	0.356	0.292	0.235	0.473	—	0.369	0.304	—
Mn	0.018	0.017	0.023	0.032	0.024	0.034	0.019	0.030	0.021	0.014	0.026	0.014	0.015	0.019	0.022	0.014	0.038
Ca	1.793	1.787	1.534	1.224	1.696	1.651	1.628	1.548	1.674	1.706	1.757	1.742	1.483	1.320	1.624	1.686	1.706
Na	0.094	0.075	0.050	0.068	0.036	0.164	0.224	0.211	0.586	0.282	0.152	0.214	0.447	0.137	0.502	0.485	0.464
K	0.025	0.020	0.014	—	—	0.031	0.112	0.033	0.020	0.037	0.039	0.025	0.037	—	0.070	0.062	0.123

Таблица 2 (продолжение)

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
OH	1.961	2.115	1.865	1.672	2.093	1.670	1.845	2.103	1.848	1.860	1.805	2.143	2.068	3.943	1.927	2.204	2.146
F	0.119	0.049	—	0.067	—	—	—	0.086	0.053	—	0.019	0.062	—	0.150	—	—	0.038
Ni (+Cu, Co)	0.006	—	0.011	—	—	—	0.008	0.013	0.009	0.006	—	0.006	—	—	0.010	0.012	0.004
O	21.913	21.836	22.135	22.261	21.906	22.329	22.147	21.812	22.099	22.140	22.175	21.796	21.928	19.907	22.073	21.797	21.815
Z	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	7.857	8.000	8.000	8.000
Y	5.000	5.156	5.000	5.890	5.085	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.371	5.000	5.000	5.004
X	2.042	1.899	2.078	1.324	2.000	2.199	2.310	2.110	2.534	2.395	2.266	2.230	2.455	1.476	2.627	2.551	2.331
Np	1.614	1.616	1.621	1.627	1.611	1.628	1.621	1.630	1.623	1.621	1.616	1.626	1.638	1.612	1.632	1.638	1.667
Nm	1.628	1.629	—	1.637	1.627	1.643	1.632	1.645	1.635	1.634	1.628	1.637	1.650	1.628	—	1.647	1.683
Ng	1.639	1.639	1.647	1.651	1.638	1.653	1.646	1.657	1.648	1.647	1.642	1.650	1.662	1.640	1.657	1.662	1.694
mg (в атомн. %)	86.83	88.3	79.26	78.0	89.4	71.83	82.7	71.98	85.2	83.3	80.83	84.7	77.13	86.5	79.3	78.5	40.21

Примечание. 1 — актинолит зеленый, крупнокристаллический из реакционной оторочки в серпентините, с бедной вкрапленностью сульфидов на контакте серпентинита с пересекающим его десилицированным гранитным пегматитом, в ассоциации с актинолитом присутствуют флогопит ($Ng=1.632$), антофиллит ($Ng=1.643$, $Nm=1.633$, $Np=1.625$), ильменит и сульфиды, $V_2O_5=0.015$ рассчитан с FeO; из расчета исключено на примесь сульфидов 0.0025 молекулярных количеств FeO; анализик Т. С. Романова. 2 — актинолит асбестовидный, густо-зеленый из прожилка в оруденелом метаперидотите месторождения Восток; в парагенезисе с актинолитом бронзит ($Ng=1.687$, $Nm=1.679$, $Np=1.671$) и магнетит; уд. вес актинолита 3.04; CuO, NiO и CoO определены количественным спектральным анализом в сумму и пересчет не включены; H_2O^+ с п. п. п. — 1.20, Cl — 0.034 вес. %; анализик А. В. Мокрцова. 3 — актинолит асбестовидный из прожилки в метаперидотите с бедным оруденением; актинолит находится в ассоциации с комингтонитом ($Ng=1.654$, $Nm=1.640$, $Np=1.631$); $P_2O_5=0.58$ вес. % исключен из расчета на примесь апатита вместе с 0.0133 молекулярных количеств CaO; анализик Т. С. Романова. 4 — субкальциевый актинолит асбестовидный, серовато-зеленый, параллельноволокнистый из брекчиевидной руды Аллареченского месторождения; ассоциация: пирротин, халькопирит, пентландит; NiO, CuO, CoO определены по данным полуквантитативного спектрального анализа, в сумму и пересчет не включены; анализик Г. В. Петренко. 5 — актинолит зеленый из слабооруденелого и слабоамфиболлизированного перидотита месторождения Восток; в ассоциации с актинолитом присутствуют оливин, бронзит, хлорит, сульфиды и магнетит; H_2O — с п. п. п. — 1.04 вес. %, из расчета исключено на примесь магнетита 0.62 вес. % Fe_2O_3 и 0.28 вес. % FeO; анализик Ю. Н. Новикова. 6 — актинолит густо-зеленый, с синеватым оттенком из биотито-амфиболовой слабооруденелой породы на контакте ее с полевошпатовым амфиболитом; в ассоциации с актинолитом находятся флогопит, магнетит и сульфиды; 0.0037 молекулярных количеств FeO исключено на примесь сульфидов; анализик В. А. Ингуран. 7 — актинолитовая роговая обманка зеленая с желтоватым оттенком из мономинеральной амфиболовой слабооруденелой породы, образованной по перидотиту в зоне смития на контакте с биотитовым гнейсом за пределами промышленных месторождений; ассоциация: флогопит, тальк, магнетит и сульфиды; в расчете Cr включен в содержание молекулярных количеств Al_2O_3 ; анализик В. А. Ингуран. 8 — актинолитовая роговая обманка зеленая с синеватым оттенком, тонкоигльчатая, находящаяся в тесном сростании с биотитом, из биотито-амфиболовой тонкорасщепленной породы с бедной вкрапленностью сульфидов, образованной по перидотиту на контакте его с полевошпатовым амфиболитом, месторождение Восток; ассоциация: биотит, магнетит и сульфиды; анализик Т. С. Романова. 9 — актинолитовая роговая обманка зеленая с желтоватым оттенком из хлорито-амфиболовой породы, образованной по безрудному оливиниту в зоне интенсивного изменения за пределами промышленных месторождений; в парагенезисе с амфиболом светло-зеленый хлорит; OH рассчитана по сумме H_2O^+ и H_2O^- ; анализик Т. С. Романова. 10 — магнезиоровая обманка светло-зеленая из центральной части измененного перидотита с бедным оруденением, месторождение Восток; ассоциация: оливин, бронзит, магнетит, хлорит и флогопит; анализик Т. С. Романова. 11 — магнезиоровая обманка темно-зеленая из центральной части интенсивно амфиболлизированного оливинсодержащего пироксенита, месторождение Восток; ассоциация: бронзит ($Ng=1.689$, $Np=1.678$), оливин, флогопит, магнетит, сульфиды и шпинель; анализик Ю. Н. Новикова. 12 — магнезиоровая обманка темно-зеленая из центральной части метаперидотита, слабооруденелого, находящегося за пределами промышленных месторождений; ассоциация: оливин, бронзит, магнетит, хлорит, шпинель и сульфиды; анализик Т. С. Романова. 13 — магнезиоровая обманка темно-зеленая, игльчатая из сильноамфиболлизированного расщепленного маломощного (1 м) прослоя пироксенита с очень бедным оруденением, месторождение Восток; ассоциация: бронзит ($Ng=1.696$, $Np=1.685$), флогопит, антофиллит ($Ng=1.652$, $Np=1.633$), магнетит и сульфиды; полуквантитативным спектральным анализом обнаружено (в вес. %): Ni=0.1, Cu=0.005, Co=0.01, анализик Ю. Н. Новикова. 14 — гидросубкальциевая магнезиоровая обманка зеленая из центральной части тела (мощностью 30 м) интенсивно амфиболлизированного перидотита, несущего бедное оруденение, амфибол содержит мелкие включения сульфидов и магнетита; ассоциация: бронзит (очень мало), флогопит, сульфиды, магнетит, ильваит и хлорит; H_2O^+ определялась дважды по нескольким дублирующим навескам, полученные близкие результаты; исключено 0.68 вес. % Fe_2O_3 и 0.32 вес. % FeO на примесь магнетита, NiO, CuO и CoO определены количественным спектральным анализом и в расчет не включены; анализик Ю. Н. Новикова, Т. С. Романова. 15 — магнезиоровая обманка зеленая, неоднородноокрашенная из измененного, интенсивно оруденелого перидотита за пределами промышленных месторождений; ассоциация: оливин, бронзит, флогопит, хлорит, сульфиды, магнетит; анализик Т. С. Романова. 16 — магнезиоровая обманка темно-буровато-зеленая, наиболее темноокрашенная из всех кальциевых амфиболов гипербазитов, развивается по пироксену за пределами промышленных месторождений, анализик Т. С. Романова. 17 — феррочермакитовая роговая обманка темно-зеленая, породообразующая полевошпатовых амфиболитов, вмещающих тела ультраосновных пород; ассоциация: андезин, кварц, сфен и ильменит; в сумму включено V_2O_5 0.01 вес. %, OH рассчитана по сумме H_2O^+ и п. п. п. — 1.14 вес. %, роговая обманка содержит 1.5% примеси ильменита, из расчета исключено по 0.0082 молекулярных количеств TiO_2 и FeO; анализик К. М. Бабкина.

щейся от первичных минералов структурно и химически, при отсутствии первичных кальций- и алюминийсодержащих минералов представляет собой относительно редкое явление.

Химический состав. В табл. 2 приведено 17 полных новых химических анализов кальциевых амфиболов из пород Аллареченского района. Они расположены по убыванию содержания кремнезема. Количество механических примесей в мономинеральных фракциях определялось путем подсчета в цементных шлифах и во всех пробах не превышало 0.5—1.0%. Название амфибола определено в соответствии с систематикой



Рис. 1. Замещение бронзита (1) магнизороговой обманкой (2). Шлиф, без анализатора, увел. 170.

Б. Лика (Leake, 1968). Эта классификация основана на учете особенностей химического состава минерала, т. е. согласуется с общепризнанными принципами подхода к минералогической номенклатуре и терминологии вообще (Лазаренко, Квитко, 1972) и обладает, на наш взгляд, рядом преимуществ. В ней систематизирована самая большая группа амфиболов, называемая в геологической практике до сих пор неконкретным термином «роговая обманка». Номенклатура проста, каждый минерал может быть точно и однозначно назван. Она, правда, не лишена и некоторых недостатков: формальное разделение амфиболов на группы, длинные названия некоторых разновидностей и т. п.

Приведенные химические анализы амфиболов пересчитаны на 24 (O, OH, F, Cl), несмотря на обычную относительно низкую точность определения воды. При выборе метода пересчета принято во внимание то обстоятельство, что большинство опубликованных анализов, в том числе и использованных Б. Ликом (Leake, 1968), пересчитаны по принятой нами методике. Следует отметить, что детальное исследование метода пересчета на 23 (O), т. е. без учета количества воды, проведенное И. Боргом (Borg, 1967), показало, что этот метод часто также неприемлем, лишь искусственно идеализирован.

При пересчете химических анализов мы исходили из общей формулы амфибола $X_{2-3}Y_5Z_8O_{22}(OH, F, Cl, O)_2$. Группа Z дополнялась до 8 алюминием, а иногда Ti и даже Fe^{3+} . В ан. 14 с учетом всего количества Al и Ti группа Z меньше 8, что может быть обусловлено наличием в минерале

оксония (H_3O^+) в позиции X. В пользу этого предположения свидетельствует заниженная против теоретической сумма катионов (43.9) и высокое содержание OH, равное 3.943. Возможность вхождения оксония в решетку амфибола принципиально доказана методом ИК спектроскопии (Phillips, 1963; Борнemann-Старынкевич, 1964, 1971; Мельников, Мельник, 1969). После пересчета с участием H_3O^+ в группе X в количестве 0.513 формула амфибола стала более приемлемой: $X_{2.523}Y_{5.000}Z_{8.000}O_{22}(OH)_{1.847}F_{0.153}$. В большинстве анализов в группе Y обнаружен избыток Mg и дефицит Ca. Учитывая возможность нахождения Mg в позиции X (Борнemann-Старынкевич, 1971; Phillips, 1963), группу Y дополняем магнием до 5, а излишнее количество его переносим в позицию X.

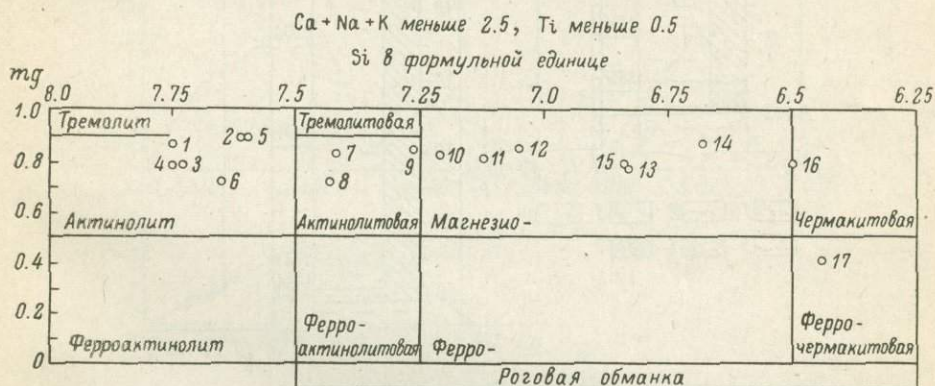


Рис. 2. Классификационная схема кальциевых амфиболов, по Б. Э. Лику (Leake, 1968).

Номера те же, что в табл. 2.

На номенклатурной схеме Б. Лика (Leake, 1968), воспроизведенной на рис. 2, проанализированные амфиболы ультраосновных пород (точки 1—16) попадают в области актинолитов, актинолитовых и магнезиороговых обманок. Причем, один анализ актинолита (ан. 4) и один магнезиороговой обманки (ан. 14) отвечают субкальциевым разновидностям (содержат менее 1.5 Ca в формульной единице), а ан. 14, кроме того, — гидророговой обманке (содержание OH в формульной единице более 3.0). Амфибол из вмещающих пород (табл. 2, ан. 17) является феррочермакитом (рис. 2). Таким образом, Ca-амфиболы ультраосновных пород Аллареченского района обладают повышенной магнезиальностью, некоторым дефицитом кальция, алюминия и щелочей.

Группа ранних амфиболов относится преимущественно к роговым обманкам, а все поздние являются актинолитами. Если актинолиты химически мало отличаются друг от друга, за исключением высокожелезистого актинолит-асбеста Аллареченского месторождения (рис. 2, точка 4), то ранние амфиболы имеют большой диапазон колебания состава и в первую очередь по содержаниям Al_{IV} и Si (Si от 7.6 до 6.7 в формуле). При этом более глиноземистые роговые обманки образуются преимущественно по пироксенитам, а менее глиноземистые — по оливинитам (см. примечание к табл. 2). В пределах одного гипербазитового массива содержание Si, Al и Ca в роговой обманке практически не изменяется (рис. 3), но на контакте с вмещающими породами (0.1—0.5 м от контакта) резко изменяется железистость минерала и увеличивается его щелочность (ср. ан. 5 и 6 из одного массива, а также ан. 10 и 8 из другого, табл. 2). Таким образом, эндоконтактная роговая обманка отличается от аналогов центральных зон большей железистостью. Исключением являются

лишь роговые обманки ан. 7 и 13 (табл. 2). Первая из них имеет относительно небольшую железистость, хотя расположена вблизи контакта, что, вероятно, обусловлено преобразованием ее в зоне рассланцевания. Вторая роговая обманка отобрана из центральной части тела пироксенитов, а по составу близка к эндоконтактовым разностям. Она практически образовалась в условиях эндоконтакта, так как мощность этого пироксенитового тела небольшая (1.5 м).

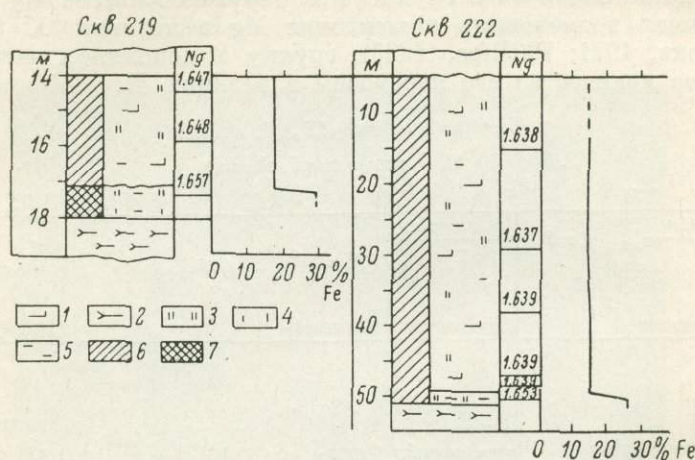


Рис. 3. Значения Ng ранних амфиболов и график изменения их железистости в разрезе ультраосновного тела по скважинам.

1 — перидотиты; 2 — амфиболиты; 3 — Са-амфибол; 4 — куммингтонит; 5 — биотит; 6 — бедная сульфидная руда; 7 — богатая сульфидная руда.

Оптические свойства. Для 100 проб Са-амфиболов определены главные показатели преломления и cNg ,¹ а также графически вычислен угол $2V$. Амфибол-асбесты и разновидности, содержащие инородные включения, имеют относительно меньшую точность измерения ($\pm 0.002-0.003$). Оптические свойства для трех групп амфиболов: двух ранних (из центральных и приконтактовых частей массивов) и поздних актинолитов суммированы в виде вариационных рядов величин Ng , $Ng-Np$ и построены полигоны их распределения (рис. 4). Ширина разряда определялась по формуле (Венецкий, Кильдишев, 1963)

$$k \approx \frac{x_{\max} - x_{\min}}{1 + 3.2 \lg N},$$

где N — общее число измерений; $x_{\max} - x_{\min}$ — разность между наибольшим и наименьшим значением замеренных величин и с учетом точности измерения показателей преломления в каждой разновидности.

Ранние Са-амфиболы внутренних зон массивов в шлифе бесцветны ($Ng < 1.650$) или плеохроируют от светло-зеленого до бесцветного ($Ng > 1.650$). Двупреломление минералов этой группы относительно постоянно и близко к 0.025 (рис. 4, а). Наиболее распространенные значения $cNg = 14-18^\circ$. Полигон распределения величины Ng разделяется на две части (рис. 4, а): первая (доминирующая) — от 1.636 до 1.650 с максимумом при 1.646 и вторая (подчиненная) — от 1.652 до 1.662 с пиком при 1.656. Эти факты согласуются и с геологической позицией минерала:

¹ Показатели преломления измерены В. В. Колесниковой теодолитно-иммерсионным методом (Меланхолин, Грум-Гржимайло, 1954) в Na-свете с точностью $\pm 0.001-0.002$.

менее железистые амфиболы (левая часть полигона) образовались по более распространенным породам (по оливинитам и перидотитам), чем более железистые роговые обманки (по пироксенитам). Эндоконтактовые амфиболы по сравнению с амфиболами центральных зон интенсивнее окрашены в зеленый цвет и в шлифе отчетливо плеохроируют. Наиболее распространены роговые обманки с $Ng=1.650-1.655$ (рис. 4, б). Полигон распределения поздних актинолитов имеет нормальный вид. Наиболее распространены актинолиты с $Ng=1.639-1.647$, двупреломление их близко к 0.025 (рис. 4, в).

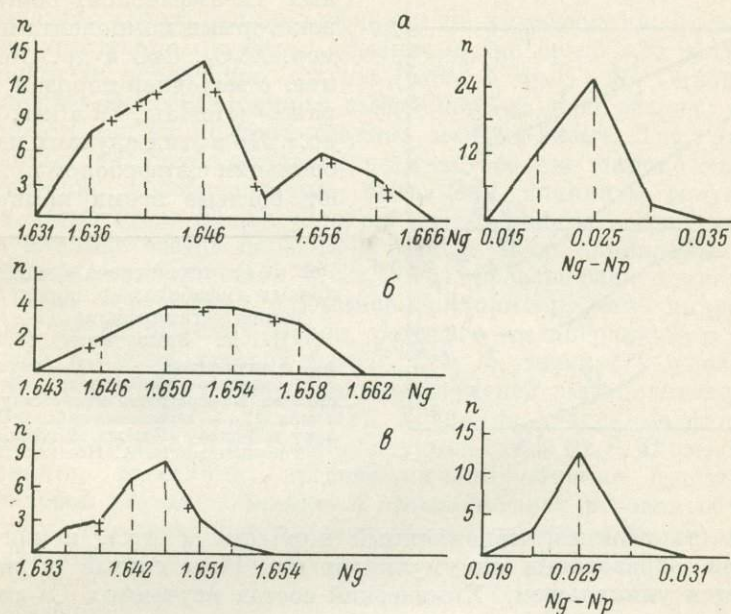


Рис. 4. Полигоны распределения Ng и $Ng-Np$.

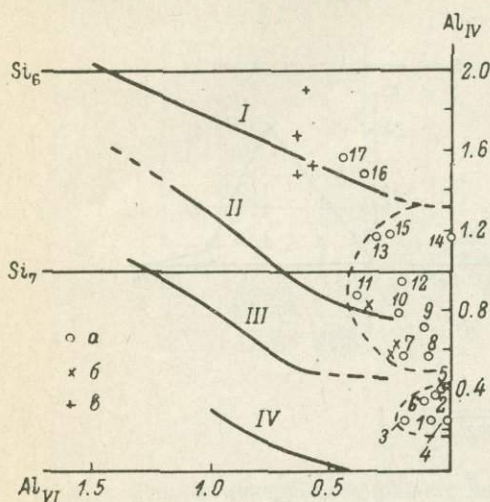
а — ранние амфиболы внутренних зон; б — ранние амфиболы эндоконтактовых зон; в — поздние актинолиты. Знаком плюс показаны химически проанализированные пробы.

Таким образом, амфиболы с Ng ниже 1.648 могут быть ранними и поздними, а минералы с Ng выше 1.650 чаще относятся к ранним роговым обманкам. Одной из характерных особенностей роговой обманки ультраосновных пород Аллареченского района является очень низкое по сравнению с Са-амфиболами основных пород других массивов (Binns, 1965; Костюк, 1970, и др.) значение Ng , что отражает высокую магнетизальность изученных амфиболов.

Показатели преломления сильно реагируют лишь на изменение железистости амфиболов (табл. 2; ан. 5, 6, 8, 10), в то время как другие компоненты химического состава оказывают на светопреломление меньшее влияние. Например, вариации в содержании Al_{IV} почти не сказываются на величине Ng (табл. 2, ан. 5 и 14), т. е. оптические свойства не отражают всего многообразия особенностей химического состава амфиболов (Дир и др., 1965; Leake, 1968, и др.). Определение железистости по оптическим константам дает хорошие результаты только для амфиболов простого состава. Так, состав поздних актинолитов по графикам зависимости состав—свойства для актинолитового ряда оценивается с точностью 1—3%. В то же время определение железистости ранних роговых обманок по этим диаграммам затруднительно: некоторые из них имеют Ng менее 1.650 (рис. 4, а; табл. 2, ан. 7, 9, 12 и 14), а такие значения характерны скорее

для актинолитов, поэтому оценка их состава является ориентировочной. Несколько точнее по графикам состав—свойства роговых обманок определяется железистость Са-амфиболов с $Ng \approx 1.660$.

Некоторые выводы. Ранние роговые обманки часто являются составной частью вкрапленных сульфидных руд и по времени образования близки к эпигенетическим разновидностям руд (Яковлева, Яковлев, 1970). Поздние актинолиты локализируются в секущих зонах преобразования пород и руд, т. е. являются преимущественно пострудными (табл. 1).



Примеры образования вторичных Са-амфиболов, обогащенных некоторыми компонентами (например, Al_2O_3 , СаО и др.) по сравнению с исходной породой, описаны ранее (Haslam, Walker, 1971, и др.). Но в этих случаях чаще в ассоциации с амфиболом присутствуют богатые этими компонентами

Рис. 5. Соотношение Al_{IV} и Al_{VI} в кальциевых амфиболох из пород различных фаций метаморфизма (I—IV), по В. В. Закруткину (1968).

I — гранулитовая; II — амфиболитовая; III — эпидото-амфиболитовая; IV — зеленых сланцев. Номера точек соответствуют номерам в табл. 2. a — по данным табл. 2; б — по Гасламу и Уокеру (Haslam, Walker, 1971); в — по данным Е. А. Костюк (1970).

минералы (плагноклаз, моноклинный пироксен и др.), и роговая обманка при образовании аккумулирует их. Наш случай в этом смысле является уникальным. Химический состав изученных Са-амфиболов (табл. 2) фиксирует только высокую магnezальность и дефицит щелочей, Са и Al исходной породы. По-видимому, кальций и алюминий заимствованы из обогащенных этими элементами вмещающих пород, о чем свидетельствует и химический состав амфибола из вмещающей толщи (табл. 2, ан. 17). Повсеместное широкое развитие Са-амфиболов, а также постоянство содержания СаО, Al_2O_3 и др. компонентов в амфиболох по разрезу всего массива (см. ниже и рис. 3) свидетельствуют об образовании амфиболов при региональном метаморфизме ультраосновных пород.

Химический состав Са-амфиболов зависит от их фациальной принадлежности (Leake, 1965, 1968; Лик, 1967; Закруткин, 1968; Костюк, 1970). Повышение степени метаморфизма приводит к увеличению содержания Al_{IV} в амфиболе. В то же время Al_{IV} связан прямой зависимостью с Al_{VI} , и для каждого содержания тетраэдрического алюминия возможна максимально допустимая величина содержания октаэдрического (Leake, 1965). Во всех кальциевых амфиболох Аллареченского района количество Al_{VI} значительно ниже максимально допустимого, что, по-видимому, обусловлено низкой глиноземистостью исходной породы. Изменение содержания Al_{IV} в минерале позволило наметить характерные устойчивые амфиболы для различных фаций метаморфизма (Закруткин, 1968, и др.): для фации зеленых сланцев — актинолит, для амфиболитовой — роговая обманка с $Al_{IV}=1.3-1.5$ в формуле, для гранулитовой — гастингсит. На графике фациальной принадлежности (Закруткин, 1968, стр. 17) исследованные амфиболы попадают в области амфиболитовой, эпидото-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций (рис. 5). Геологические предпосылки (табл. 1) и тот факт, что большинство анализов ранних амфиболов концентрируется

на диаграмме в пределах поля амфиболитовой фации, а анализы поздних — в поле фации зеленых сланцев, позволяют установить, что ультраосновные породы претерпели преобразование в основном в условиях этих двух фаций регионального метаморфизма, причем в меньшей мере зеленосланцевой фации. Многофациальный характер проявления кальциевых амфиболов, широкое развитие их по гипербазитовому телу и преобладание амфиболовых разновидностей, образованных в амфиболитовую фацию регионального метаморфизма, типично для интенсивно метаморфизованных гипербазитов (Дир и др., 1965; Костюк, 1970; Haslam, Walker, 1971, и др.).

Как показано выше, ранние амфиболы по химическому составу являются преимущественно роговыми обманками, но среди них встречаются разновидности актинолитового состава (табл. 2, ан. 5 и 6). Одной из причин, влияющей на состав ранних амфиболов, на наш взгляд, является преобразование их на поздних стадиях метаморфизма. Так, амфиболы для указанных анализов отобраны на участке, где широко проявлены метасоматические преобразования, вызванные влиянием секущих тел гранитных пегматитов. Кроме того, на состав ранних амфиболов может оказывать влияние состав первичной породы. Так, аномальные актинолитовые ранние амфиболы (табл. 2, ан. 5 и 6) образованы по оливинитам — породам, более обедненным алюминием, например, чем пироксениты.

Амфибол из вмещающих пород попадает в пограничную область гранулитовой и амфиболитовой фаций (рис. 5, точка 17) и образован, по-видимому, в условиях более высоких ступеней амфиболитовой фации метаморфизма (Яковлев и др., 1972). Точки на диаграмме фациальной принадлежности (рис. 5) и на номенклатурной схеме (рис. 2) имеют одинаковый характер рассеяния: магнезиороговые обманки приближаются к актинолитовой роговой обманке, а актинолитовая роговая обманка — к актинолиту, что позволяет предположить существование твердых растворов в указанных пограничных парах.

ЛИТЕРАТУРА

- Борнеман-Старынкевич И. Д. Руководство по расчету формул минералов. М., «Наука», 1964.
- Борнеман-Старынкевич И. Д. Расчет химической формулы минерала по данным химического анализа. — В кн.: Методы химического анализа и состав минералов. М., «Наука», 1971.
- Венецкий И. Г., Кильдишев Г. С. Основы математической статистики. М., Госстатиздат, 1963.
- Дир У. А., Хаун Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Цепочечные силикаты, т. 2. М., «Мир», 1965.
- Доброхотова Е. С. К вопросу о классификации амфиболов. — Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, 1968, отдел геологич., т. 43, вып. 1.
- Закруткин В. В. Об эволюции амфиболов при метаморфизме. — Зап. Всесоюз. минер. общ., 1968, ч. 97, вып. 1.
- Костюк Е. А. Статистический анализ и парагенетические типы амфиболов метаморфических пород. — Тр. Инст. геол. и геофиз. СО АН СССР, 1970, вып. 90.
- Лазаренко Е. К., Квитко И. С. О минералогической номенклатуре и терминологии. — Зап. Всесоюз. минер. общ., 1972, ч. 101, вып. 4.
- Лик Б. Э. Соотношения между составом известковых амфиболов и степенью метаморфизма. — В кн.: Природа метаморфизма. М., «Мир», 1967.
- Меланхолин Н. М., Грум-Гржимайло С. В. Методы исследования оптических свойств кристаллов. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Мельников В. С., Мельник Ю. В. Проблема оксония в минералогии. — Минерал. сб. Львовск. унив., 1969, № 23, вып. 3.
- Яковлева А. К., Яковлев Ю. Н. Основные черты метаморфизма ультраосновных пород Аллареченского района. — Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова, вып. 1, Апатиты, 1970.
- Яковлева А. К., Яковлев Ю. Н., Новикова Ю. Н. Типоморфизм и генезис кальцийсодержащих амфиболов Аллареченского района. — Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова, вып. 3, Апатиты, 1972.

Binns R. A. Hornblendes from some basic hornfels in the New England region, New South Wales. — *Miner. Mag.*, 1965, v. 34, № 268.

Borg I. Y. On conventional calculations of amphibole formulas from chemical analyses with inaccurate H_2O^+ and F determinations. — *Miner. Mag.*, 1967, v. 36, № 280.

Ernst W. G. Minerals, rocks and in organic materials, v. 1. Amphiboles. New York, 1968.

Haslam H. W., Walker B. G. A metamorphised pyroxenite at Nero Hill, Central Tanzania. — *Miner. Mag.*, March, 1971, v. 38, № 293.

Leake B. E. The relationship between tetrahedral aluminium and the maximum possible octahedral aluminium in natural calciferous and subcalciferous amphiboles. — *Amer. Miner.*, 1965, v. 50, № 7—8.

Leake B. E. A catalog of analysed calciferous and subcalciferous amphiboles together with their nomenclature and associated minerals. — *Geol. Soc. Amer., Spec. Paper*, Boulder Colorado, 1968.

Phillips R. The recalculation of amphibole analyses. — *Miner. Mag.*, 1963, v. 33, № 263.

Г. М. ДРУГОВА, Н. И. МОСКОВЧЕНКО, Л. П. НИКИТИНА

РОГОВЫЕ ОБМАНКИ ГРАНУЛИТОВ ЮГО-ЗАПАДНОГО ПАМИРА

Большая роль амфиболов в оценке термодинамических условий формирования метаморфических комплексов подчеркивалась рядом исследователей (Закруткин, 1968; Костюк, 1970). Широкий предел устойчивости наряду с значительными вариациями состава придает минералам группы амфиболов особое значение при изучении полиметаморфических толщ.

В настоящей статье рассматриваются результаты исследования амфиболов из полиметаморфического комплекса пород горанско-шахдаринской серии, развитой в Ваханской структурной зоне Юго-Западного Памира. Наиболее ранний метаморфизм протекал в условиях гранулитовой фации и реставрируется благодаря реликтам соответствующих минералов и их парагенезисов. За ним следовал этап метаморфизма амфиболитовой фации в условиях повышенных давлений, отвечающих полю устойчивости кианита с калиевым полевым шпатом. Условия следующего этапа метаморфического минералообразования определяются кристаллизацией силлиманита (фибrolита) в области устойчивости мусковита с кварцем. Самые поздние метаморфические процессы фиксируются спорадическим появлением парагенезисов, определяющих принадлежность к фациальной серии низкого давления.

В Ваханской зоне амфиболсодержащие породы широко распространены и представлены разнообразными по составу амфиболитами, гнейсами и сланцами, мраморами и кальцифирами. В качестве акцессорных и вторичных минералов амфиболы также присутствуют в глиноземистых гнейсах и кварцитах. Все амфиболы можно разделить на четыре группы: 1) коричневые и бурые роговые обманки, 2) зеленые роговые обманки, 3) голубовато-зеленые и светло-зеленые роговые обманки и 4) бесцветные амфиболы, которые включают куммингтониты, жедриты или актинолиты.

Коричневые и бурые роговые обманки встречаются на всей территории Ваханской зоны. Они замещаются амфиболами других групп и представляют наиболее ранние образования, связанные с древним этапом метаморфизма.

Зеленые роговые обманки являются вторичными — развиваются по коричневым амфиболам в виде кайм или псевдоморфоз, причем в ядрах псевдоморфоз иногда сохраняется коричневая или бурая окраска. Оптические свойства зеленых амфиболов постоянны ($N_g=1.671-1.676$, $N_p=$

Химический состав (в вес. %), кристаллохимические формулы (расчет на 23 атома кислорода) и оптические свойства роговых обманок из горанско-шахдаринской серии Юго-Западного Памира

	1093a	148o	68	71e	283з	284в	1001a	3616	1037	1538д	591	1540в
SiO ₂	47.38	43.48	43.17	43.50	44.87	41.86	42.34	44.36	42.18	46.94	42.96	46.86
TiO ₂	0.66	1.14	0.95	0.90	1.62	2.25	1.46	1.64	1.16	1.11	1.87	0.78
Al ₂ O ₃	11.06	13.27	14.51	12.72	11.59	11.67	12.91	14.01	12.89	10.89	12.07	11.43
Fe ₂ O ₃	1.07	2.63	3.05	2.83	1.81	2.52	2.20	He обн.	2.27	1.00	1.95	0.60
FeO	10.55	15.50	14.26	11.80	13.80	16.00	15.70	11.25	16.00	9.00	14.81	8.10
MnO	0.17	0.14	0.11	0.28	0.07	0.14	0.21	0.10	0.25	0.12	0.07	0.07
MgO	14.42	9.77	9.62	11.92	9.84	9.34	9.81	13.78	9.08	15.74	10.84	16.52
CaO	11.02	10.22	10.49	11.33	11.00	11.12	11.02	10.66	11.36	11.22	11.10	11.34
Na ₂ O	0.97	1.33	1.40	1.20	1.81	1.78	1.06	1.25	1.13	1.30	1.59	1.14
K ₂ O	0.57	0.58	0.75	1.30	0.96	1.05	0.99	0.74	1.84	0.37	0.86	0.65
H ₂ O	2.05	2.25	1.97	1.82	2.10	1.85	2.35	2.55	2.00	1.80	2.00	2.15
Сумма	99.92	100.31	100.28	99.60	99.47	99.58	100.05	100.34	100.16	99.49	100.12	99.64
<i>Ng</i>	1.666	1.687	1.686	—	1.688	1.690—1.692	1.688	1.675	1.687	1.665	1.690	1.663
<i>Nm</i>	1.660	—	1.678	—	1.682	1.683—1.685	—	1.668	—	1.660	1.682	—
<i>Np</i>	1.640	1.663	1.663	—	1.662	1.667—1.662	1.662	1.649	1.661	1.641	1.660	1.638
—2 <i>V</i> , град.	84	82	84	82—83	Центр кристаллов 86, край 80	Центр кристаллов 86, край 76	78—79	87—88	84—85	86—87	83—85	—
<i>cNg</i> , град.	16—17	15—16	13—15	16—17	11—12	Центр кристаллов 15—17, край 11—12	14—15	14	16—17	15—16	16—17	—
<i>F</i> _{96m}	31.1	50.6	47.7	42.3	46.8	52.4	50.3	31.5	52.6	26.0	46.1	22.8
Si	6.80	6.44	6.41	6.48	6.69	6.32	6.34	6.43	6.35	6.74	6.37	6.70
Ti	0.08	0.12	0.11	0.10	0.18	0.26	0.17	0.17	0.14	0.12	0.21	0.09
Al _{IV}	1.20	1.56	1.59	1.52	1.31	1.68	1.66	1.57	1.65	1.26	1.63	1.30
Al _{VI}	0.68	0.75	0.94	0.72	0.73	0.41	0.61	0.81	0.63	0.58	0.49	0.62
Fe ³⁺	0.12	0.28	0.34	0.30	0.20	0.29	0.25	—	0.25	0.10	0.21	0.07
Fe ²⁺	1.28	1.92	1.59	1.47	1.72	2.02	1.96	1.36	2.01	1.08	1.84	0.97
Mn	0.02	0.02	0.01	0.04	—	0.01	0.03	0.01	0.03	—	—	—
Mg	3.08	2.16	2.13	2.42	2.18	2.10	2.19	2.96	2.04	3.36	2.40	3.51
Ca	1.69	1.62	1.67	1.80	1.75	1.78	1.76	1.65	1.82	1.72	1.76	1.74
Na	0.27	0.37	0.41	0.34	0.52	0.52	0.31	0.35	0.32	0.36	0.46	0.31
K	0.10	0.11	0.14	0.25	0.20	0.20	0.20	0.12	0.34	0.06	0.18	1.10
Al _{VI} /Al _{IV}	0.57	0.48	0.59	0.47	0.56	0.24	0.37	0.52	0.38	0.46	0.30	0.48

Примечание. Обр. 68 и 71e проанализированы Л. М. Гождинской, анализы остальных образцов выполнены Е. Е. Зензевой. Здесь, а также в табл. 3: обр. 1093a — амфибол из амфиболо-биотито-плагноклазового сланца, Шитхарв; обр. 148o — амфибол из гранатового амфиболита, Абхар; обр. 68 — амфибол из гранатового амфиболита, Хорог; обр. 71e — амфибол из гранато-диопсидо-амфиболового сланца, Даршай; обр. 283з и 284в — амфиболы из гранатового амфиболита, Абхар; обр. 1001a — амфибол из гранато-биотито-амфиболо-плагноклазового сланца, Акба; обр. 3616 — амфибол из гранато-биотито-амфиболо-плагноклазового сланца, Вадомдара; обр. 1037 — амфибол из гранато-диопсидо-амфиболо-плагноклазового сланца, Ямчин; обр. 1538 — амфибол из гранато-гиперстено-амфиболо-плагноклазового сланца, Ямчин; обр. 591 — амфибол из гранато-диопсидо-амфиболового сланца с гиперстеном, Даршай; обр. 1540 — амфибол из гранато-гиперстено-амфиболо-плагноклазового сланца, Ямчин. Обр. 1093a, 1001a, 1037, 1538, 1540в из колл. Г. М. Друговой, остальные — из колл. Н. И. Московченко.

=1.646—1.652), лишь в гранитизированных гнейсах появляются темно-зеленые высокожелезистые разновидности с N_g до 1.716 и N_p до 1.693.

Светло-зеленые и голубовато-зеленые роговые обманки развиваются по зеленым или непосредственно по коричневым амфиболам, а также по моноклинным пироксенам. Оптические свойства их сильно варьируют ($N_g=1.655—1.670$, $N_p=1.633—1.642$).

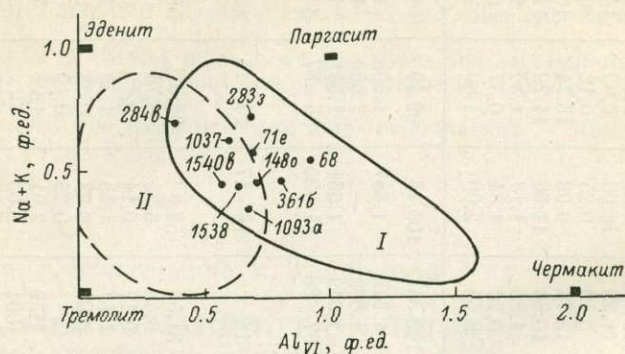


Рис. 1. Соотношение содержания щелочей и Al_{VI} в амфиболах Юго-Западного Памира.

I — поле амфиболов кианито-силлиманитовой фациальной серии; II — поле амфиболов андалузито-силлиманитовой фациальной серии. Здесь и на других рисунках цифры — номера образцов амфиболов.

Бесцветные амфиболы, ромбические и моноклинные, рядов куммингтонит—грюнерит и тремолит—актинолит образуются на последнем этапе минералообразования. Амфиболы тремолито-актинолитового ряда развиваются по диопсиду в породах, богатых кальцием. Антофиллит и жедрит характерны для магнезиальных метасоматитов, гранатовых гнейсов и гиперстено-амфиболовых сланцев. Куммингтонит встречается во многих гранато-амфиболовых и гранато-пироксеновых породах наряду с другими амфиболами.

Коричневые амфиболы наблюдаются в парагенезисах с минералами гранулитовой фации — гиперстеном, клинопироксеном, высокомагнезиальным гранатом — и в большинстве случаев не обнаруживают с последними реакционных соотношений. Иногда в подобных ассоциациях существуют признаки относительно поздней кристаллизации коричневых амфиболов. Вместе с тем преобразования всех последующих этапов метаморфизма накладываются на всю совокупность указанных высокотемпературных минералов. Эти наблюдения позволяют отнести рассматриваемую группу амфиболов к раннему гранулитовому этапу метаморфизма. Особенности состава, оптических и рентгенометрических свойств коричневых амфиболов достаточно специфичны и не только подтверждают их принадлежность к гранулитовой фации, но и позволяют конкретизировать термодинамические условия гранулитового этапа.

Оптические константы коричневых амфиболов отличают их от ряда обыкновенной роговой обманки. При широком колебании показателей преломления ($N_g=1.663—1.692$ и $N_p=1.638—1.662$), отражающем вариации железистости (более высокой в гранатосодержащих породах), отмечается относительное постоянство угла оптических осей ($-2V=82—87^\circ$) и угла погасания ($cN_g=13—17^\circ$). Для анализированных образцов отмечается схема плеохроизма $N_m \geq N_g \geq N_p$ с соответствующей окраской: зеленовато-коричневой до красно-коричневой, оливковой, бледно-бурой. В ряде случаев наблюдается отчетливое зональное строение кристаллов

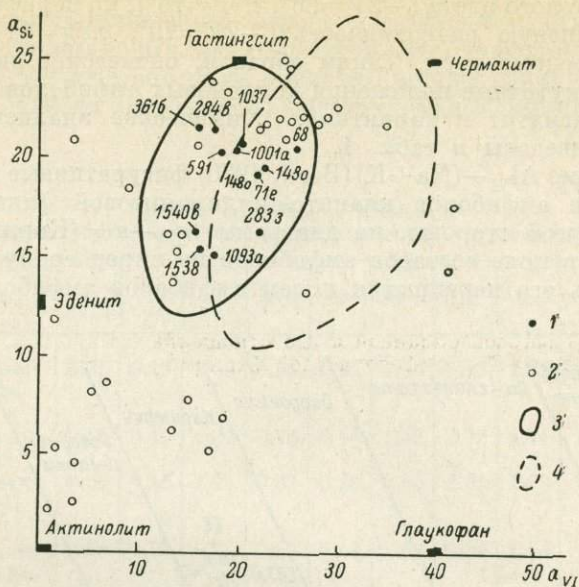


Рис. 2. Соотношение a_{Si} — a_{VI} в амфиблах Юго-Западного Памира.

$$a_{Si} = \frac{Al_{IV}}{8} \times 100\%, \quad a_{IV} = \frac{Al_{IV} + Fe^{2+} + Ti}{5} \times 100\%;$$

1 — проанализированные амфиболы; 2 — амфиболы из колл. В. И. Буданова и К. Т. Будановой (геол. инст. АН Тадж. ССР); 3 и 4 — поля амфиболов гранулитовой и амфиболитовой фаций (Кориковский, 1967).

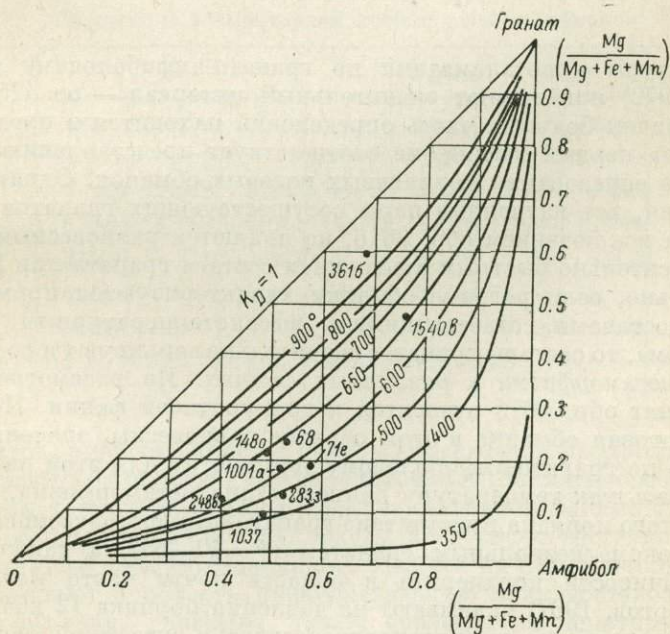


Рис. 3. Определение температур по гранато-амфиболовому геотермометру Л. Л. Перчука (1970).

с ядрами оливкового цвета ($-2V=86^\circ$, $cNg=16^\circ$), по периферии переходящими в коричневую разновидность ($-2V=76^\circ$, $cNg=11-12^\circ$) с более высоким двупреломлением. Таким образом, оптические свойства указывают на промежуточные положения коричневых амфиболов между рядами керсутит—синагатит и каринтина. Химические анализы коричневых амфиболов приведены в табл. 1.

На диаграмме $Al_{VI}-(Na+K)$ (Bard, 1970) фигуративные точки составов падают в поле амфиболов кианито-силлиманитовой фациальной серии (рис. 1). С другой стороны, на диаграмме $a_{Si}-a_{VI}$ (Кориковский, 1967) они попадают в поле составов амфиболов из пород гранулитовой фации либо в область его перекрытия полем амфиболов амфиболитовой фации (рис. 2).

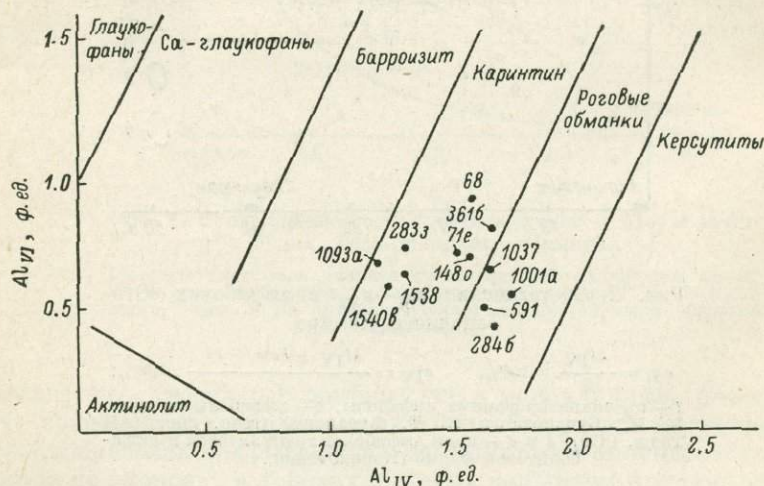


Рис. 4. Отношение Al_{VI}/Al_{IV} в амфиболов Юго-Западного Памира.

Температуры кристаллизации по гранато-амфиболовому термометру (Перчук, 1970) показывают значительный интервал — от 425 до $900^\circ C$ (рис. 3), причем большая часть определений находится в пределах $425-650^\circ$, что, на первый взгляд, не соответствует представлению о высокой температуре образования коричневых роговых обманок. Однако, с нашей точки зрения, все изученные пары сосуществующих гранатов и роговых обманок, за исключением обр. 3616, не являются равновесными, что связано с относительно быстрым изменением состава граната при диафорезе. Действительно, если роговые обманки характеризуются примерно одностипными составами, отвечающими высокотемпературным условиям метаморфизма, то составы гранатов значительно варьируют и соответствуют условиям метаморфизма в различных фациях. Из рассмотренных пар только гранат обр. 3616 относится к гранулитовой фации. Полагая, что гранат и роговая обманка в этом образце равновесны, значение $T=900^\circ$, полученное по гранато-амфиболовому термометру для этой пары, следует рассматривать как температуру раннего этапа метаморфизма. При температурах такого порядка присутствие гранато-клинопироксеновых ассоциаций с высокомагнезиальным гранатом ($F=40-54$), а также смещение поля устойчивости кордиерита в область почти чисто магнезиальных составов (Зотов, 1967) указывают на давления порядка 12 кбар и на принадлежность наиболее ранних парагенезисов к сутамской фации глубинности или фации эклогитовых гранулитов (Маракушев, 1971). В связи с этим интересно сравнить исследованные роговые обманки с амфиболами

эклогитов. Согласно последней сводке А. Моттана и А. Эдгара (Mottana, Edgar, 1969), состав первичного амфибола в эклогитах отражает условия формирования эклогитовых парагенезисов. На диаграмме соотношения $Al_{IV}-Al_{VI}$ (рис. 4) этими авторами выделены четыре группы Са-амфиболов из эклогитов разного генезиса: 1) Са-глаукофаны, которые характерны

Таблица 2

Среднее содержание элементов
в кристаллохимических формулах различных групп амфиболов

Группы амфиболов	Si	Ti	Al_{IV}	Al_{VI}	Fe^{3+}	Fe^{2+}	Mg	Ca	Na+K	$F_{общ}$	$\frac{Al_{VI}}{Al_{IV}}$
Наиболее высокотемпературные амфиболы ($n=4$)	6.35	0.19	1.65	0.54	0.25	1.96	2.18	1.78	0.63	50.4	0.32
Высокотемпературные амфиболы ($n=8$)	6.59	0.12	1.39	0.76	0.18	1.42	2.72	1.71	0.50	37.3	0.55
Все проанализированные амфиболы ($n=12$)	6.51	0.15	1.48	0.68	0.20	1.60	2.54	1.73	0.55	40.0	0.47
Амфиболы гранулитовой фации (по: Костюк, 1970)	6.30	0.25	1.71	0.46	0.49	1.63	2.31	1.84	0.73	47.9	0.27
Эклогитовые амфиболы гранулитовой фации (по: Mottana, Edgar, 1969)	6.30	0.11	1.70	0.60	0.36	1.02	3.10	1.74	0.64	30.8	0.35
Каринтины из эклогитов амфиболитовой фации (по: Mottana, Edgar, 1969)	6.39	0.11	1.61	0.89	0.42	0.74	2.86	1.59	0.87	28.7	0.55

Таблица 3

Параметры элементарной ячейки роговых обманок

Константы	Образцы								
	1093а	148о	68	71е	284в	1001а	1037	1540в	3616
$a \pm 0.002 \text{ \AA}$	9.833	9.842	9.823	9.848	9.839	9.868	9.869	9.834	9.832
$b \pm 0.02 \text{ \AA}$	18.094	18.115	18.044	18.097	18.121	18.134	18.079	18.070	18.094
$c \pm 0.007 \text{ \AA}$	5.310	5.322	5.327	5.323	5.335	5.342	5.332	5.307	5.328
$\beta \pm 0.05$	74.99	75.01	75.19	75.03	75.17	74.87	75.12	74.95	75.10
$a \cdot \sin \beta$	9.498	9.507	9.497	9.514	9.511	9.526	9.538	9.497	9.501
$V \pm 0.5 \text{ \AA}^3$	912.5	916.5	912.8	916.5	919.5	922.8	919.4	910.8	916.0

для эклогитов, встречающихся в поясах глаукофановых сланцев, 2) каринтины, развитые в эклогитах амфиболитовой фации метаморфизма; 3) роговые обманки, характерные для пород гранулитовой фации; 4) керсутиты, типичные для эклогитов, кристаллизующихся непосредственно из магмы. Коричневые амфиболы Юго-Западного Памира на приведенной диаграмме (рис. 4) попадают в область, перекрывающую поля составов каринтина и роговой обманки, указывая, таким образом, на некоторые вариации внешних условий в процессе их кристаллизации. В табл. 2 составы проанализированных роговых обманок сопоставляются со средними

составами амфиболов из гранулитовых комплексов (Костюк, 1970), а также амфиболов из эклогитов, отвечающих условиям гранулитовой и амфиболитовой фаций (Mottana, Edgar, 1969). Четыре анализа, попадающие на рис. 4 в поле роговой обманки, по составу максимально приближаются к амфиболом гранулитовой фации.

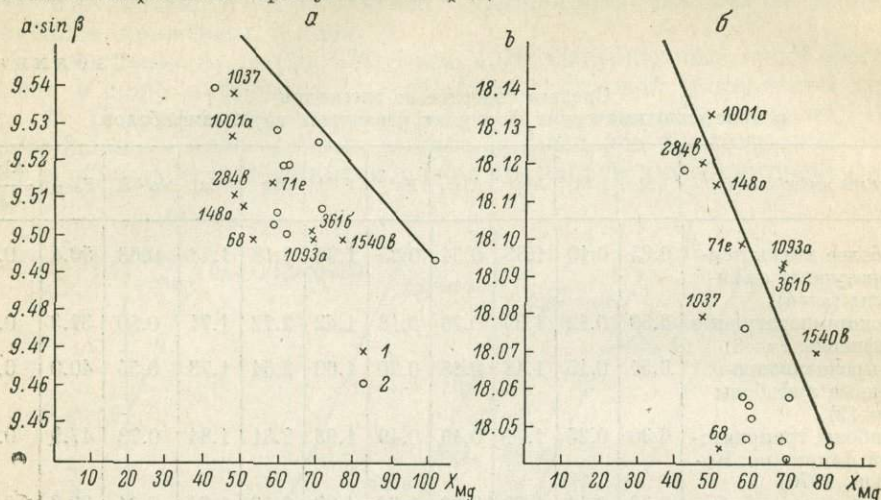


Рис. 5. Диаграмма зависимости $a \cdot \sin \beta$ от X_{Mg} (а) и b от X_{Mg} (б).

1 — амфиболы Юго-Западного Памира; 2 — амфиболы гранулитов сугамского комплекса.
 $X_{Mg} = MgO / (MgO + FeO)$.

Следует отметить, что средние составы амфиболов из пород гранулитовой фации и из эклогитов, относящихся к гранулитовой фации, отличаются по ряду признаков: Al_{VI}/Al_{IV} , железистости, содержанию Ti , Al_{VI} , Ca и щелочей. По некоторым параметрам 4 образца роговых обманок (табл. 1), отвечающие более высокотемпературной разновидности, занимают промежуточное положение между обычными амфиболом гранулитовой фации и эклогитовыми роговыми обманками или приближаются к амфиболом из эклогитов. Это относится к величинам Al_{VI} , Al_{VI}/Al_{IV} , $Na+K$, которые немного ниже, чем в амфиболом из эклогитов или соответствуют им, в то время как содержание Ti и Ca несколько завышено. Значения таких параметров, как Si , общая железистость, Al_{IV} , выходят за пределы составов амфиболов, характерных для гранулитовой фации.

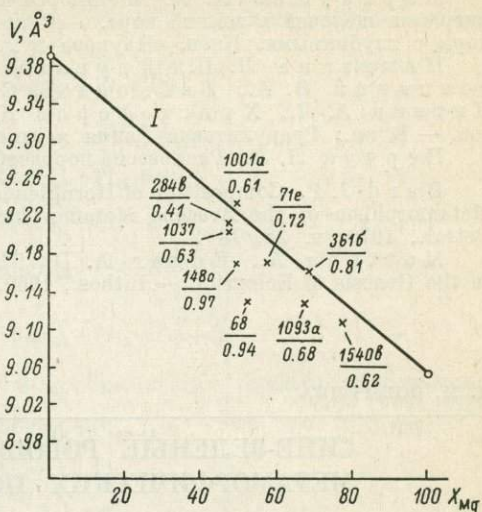
Роговые обманки из поля каринтина (рис. 4) имеют повышенное отношение $Al_{VI}/Al_{IV}=0.155$. Остальные их параметры в той или иной степени отклоняются от среднего состава каринтина, отличаясь более высокими значениями Si , Ti , Ca и более низкими Al_{VI} , Al_{IV} и суммы щелочей.

Особенности химизма коричневых роговых обманок Юго-Западного Памира показывают, что они формировались в условиях высоких давлений и являются высокотемпературными образованиями, кристаллизовавшимися в некотором интервале температур.

Рентгенометрические данные (табл. 3) подтверждают этот вывод. Параметры элементарной ячейки амфиболов определялись на дифрактометре УРС-50ИМ при съемке порошковым методом по положению 13 отражений в области углов $2\theta=24-25^\circ$ (для FeK_α): 040, 240, 310, 330, 151, 061, 202, 350, 351, 261, 510, 461, 600. В качестве внутреннего эталона использовался кварц, добавлявшийся к пробам в количестве 20%. Параметры элементарной ячейки рассчитывались методом наименьших квадратов, точность определения их составляет для $a \pm 0.002 \text{ \AA}$, $b=0.02 \text{ \AA}$, $c=0.007 \text{ \AA}$, $\beta \sim 0.05^\circ$.

На диаграмме, отражающей зависимость $a \sin \beta$ от X_{Mg} , фигуративные точки роговых обманок из пород горанско-шахдаринской серии ложатся в область амфиболов из гранулитов сутамского комплекса с содержанием Al_{VI} от 0.50 до 1.00 ат. ед. (Никитина и др., 1972). Однако параметр b для этих же роговых обманок заметно превышает таковой для амфиболов из сутамских гранулитов. На диаграмме зависимости b от X_{Mg} (рис. 5) фигуративные точки ложатся вдоль прямой для синтетических Mg-Fe-тремолитов, тогда как точки для амфиболов из сутамских гранулитов располагаются значительно ниже этой линии. В настоящее время сказать трудно, с чем связано такое увеличение параметра b исследованных коричневых роговых обманках. С увеличением параметра b следует связывать отклонение большинства фигуративных точек, анали-

Рис. 6. Диаграмма зависимости V от X_{Mg} .
 I — линия синтетического Mg-Fe-тремолита.
 V числитель — номер образца; a знаменателе — содержание Al_{VI} (в ф. ед.).



зированных амфиболитов в поле амфиболитовой фации на рис. 6.

Принадлежность коричневых роговых обманок к одному этапу метаморфизма вытекает из всей совокупности геологических и петрографических данных. Поэтому вариации состава и свойств рассмотренной группы амфиболов, отражающие термическую неоднородность условий кристаллизации, скорее всего, вызваны эволюцией температурного режима на гранулитовом этапе метаморфизма пород ваханской серии. Ряд признаков, таких как зональное строение амфиболов, присутствие относительно низкотемпературных его разновидностей в слабоизмененных гранулитовых парагенезисах и отсутствие последних в породах с высокотемпературными разновидностями, двойственный характер структурных соотношений коричневых амфиболов с пироксенами, подтверждают это предположение, указывая на длительный характер амфиболообразования и сосуществование минеральных фаз, отвечающих различным физико-химическим условиям. При этом наиболее вероятна регрессивная тенденция в изменении температуры, поскольку метастабильность высокотемпературных минеральных фаз в этом случае обусловлена набором кинетических факторов.

Таким образом, рассмотренная серия коричневых роговых обманок из пород Юго-Западного Памира представляет единый ряд, оптические, химические и рентгенометрические особенности которого определяются высокими температурой и давлением регионального метаморфизма. Кристаллизация их происходила в условиях гранулитовой фации и, вероятно, продолжалась по мере постепенного снижения T при переходе к регрессивной стадии раннего этапа метаморфизма. При наложении последующих этапов метаморфизма, каждый из которых отвечал переходу на новую термодинамическую ступень, развивались амфиболы качественно других изоморфных серий.

ЛИТЕРАТУРА

Закруткин В. В. Об эволюции амфиболов при метаморфизме. — Зап. Всесоюз. минер. общ., 1968, 97, вып. 1.

Зотов И. А. Режим температуры и давление при метаморфизме пород кристаллического комплекса Юго-Западного Памира. — ДАН СССР, 1967, сер. геол., т. 177, № 5.

Кориковский С. П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М., «Наука», 1967.

Костюк Е. А. Статистический анализ и парагенетические типы амфиболов метаморфических пород, М., «Наука», 1970.

Маракушев А. А. Метаморфические фации глубинных зон и проблема миграции щелочей в земной коре. — В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев, «Наукова думка», 1971.

Никитина Л. П., Другова Г. М., Прияткина Л. А., Глебовицкий В. А., Байкова В. С., Климов Л. В., Косой А. Л., Литвин А. Л., Христофоров К. К. Петрология гранулитовых комплексов. — В кн.: Гранулитовая фация метаморфизма. Л., «Наука», 1972.

Перчук Л. Л. Равновесие породообразующих минералов. М., «Наука», 1970.

Varđ J. P. Composition of Hornblendes Formed during the Hercynian Progressive Metamorphism of the Arocena Metamorphic Belt. (SW Spain). — Contr. Miner. and Petrol., 1970, v. 28, № 2.

Mottana A., Edgar A. D. The Significance of Amphibole Composition in the Genesis of Eclogites. — Lithos., 1969, v. 3, № 1.

Д. М. ШЕНГЕЛИА

СИНЕ-ЗЕЛЕННЫЕ РОГОВЫЕ ОБМАНКИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Синий и голубоватый оттенки амфиболов, по мнению большинства исследователей, обусловлены повышенным содержанием железистых компонентов, а по некоторым данным связаны с их щелочностью или с обоими указанными факторами. Учитывая высокую железистость сине-зеленой роговой обманки, предполагают, что она образовалась при повышенных температурах. Но систематизации сине-зеленых роговых обманок по особенностям химического состава и фациального положения не проводилось.

Как показывает анализ опубликованного фактического материала, в большинстве случаев сине-зеленая роговая обманка фиксируется в породах эпидото-амфиболитовой фации (табл. 1). В парагенезисе с ней присутствуют эпидот, плагиоклаз (Pl_{0-43}) и, возможно, кварц, биотит, гранат, кальцит и сфен.¹

Дж. Р. Харшум (Harshum, 1954) считает парагенезис $Hb(bl-gr) + Ep + Pl_{10-15}$ в кристаллических породах Танганьики верхним температурным пределом эпидото-амфиболитовой фации. При этом он указывает, что сине-зеленая роговая обманка развивается в условиях диафтореза по глиноземистому амфиболу: $Hb + Ol + Q \rightarrow Hb(bl-gr) + Ab + Q + Ep + Sf$. По данным Р. Р. Комптона (Compton, 1958), на северо-западе Сьерра-Невады слабометаморфизованные (зеленосланцевая фация) актинолитовые метабазиты в контактном ореоле гранитного батолита обогащены роговой обманкой в результате термического метаморфизма. Во внутренней части экзоконтакта метаморфизм соответствует условиям эпидото-

¹ Символы минералов: Ac — актинолит, Ab — альбит, Amf — амфибол, Alm — альмандин, An — анортит, Bi — биотит, Cc — кальцит, Chl — хлорит, Chl-id — хлоритоид, Di — диопсид, Ep — эпидот, Gr — гранат, Hb — роговая обманка, Hb(bl-gr) — сине-зеленая роговая обманка, Hb(gr) — зеленая роговая обманка, Hb(schw-br) — бурая роговая обманка, Mu — мусковит, Ol — олигоклаз, Or — калиевый полевой шпат, Pl — плагиоклаз, Pm — пироксен моноклинный, Q — кварц, Sf — сфен, Sp — спессартин, Zs — цоизит. Цифры в индексе плагиоклаза указывают содержание анортитового компонента, в индексах остальных минералов — железистость ($f = \frac{Fe}{Fe + Mg} \cdot 100\%$), установленную по их химическому составу.

Минеральные ассоциации метаморфитов, сосуществующие с сине-зеленой роговой обманкой

№ п.п.	Порода	Вид метаморфизма	Парагенезис (или ассоциация)	Метаморфическая фация
1	Эпидото-альбито-рогово-обманковый сланец	Регрессивный	$Hb(bl-gr)_{52} + Pl_8 + Ep + Sf + Bi$	Эпидото-амфиболитовая
2	Амфиболовый метабазит	То же	$Hb(bl-gr)_{51} + Pl_{10} + Ep$	То же
3	Альбито-амфиболовый сланец	» »	$Hb(bl-gr)_{59} + Pl_7 + Ep$	» »
4	Эпидотовый амфиболит	» »	$Hb(bl-gr)_{51} + Pl_{19} + Ep + Q + Sf$	» »
5	Амфиболовый сланец (метабазит)	» »	$Hb(bl-gr)_{52} + Pl_{22} + Ep + Q + Sf$	» »
6	Альбитизированный амфиболовый плагиогнейс	» »	$Hb(bl-gr)_{45} + Pl_8 + Ep$	» »
7	Кварцево-альбитовый метасоматит (жила) с амфиболом и эпидотом	» »	$Hb(bl-gr)_{44} + Pl_7 + Ep + Q$	» »
8	Анхимономинеральная амфиболовая жила	» »	$Hb(bl-gr)_{52} + Pl_{13} + Ep + Q$	» »
9	Амфиболит	» »	$Hb(bl-gr)_{21} + Pl_{20-28} + Ep + Q$	Эпидото-амфиболитовая, по Т. Фогту (Vogt, 1927)
10	Амфиболовое габбро	» »	$Hb(bl-gr)_{29} + Pl_{30-43} + Ep + Q$	То же
11	Амфиболит	» »	$Hb(bl-gr)_{37} + Pl_{20-22} + Ep + Q$	» »
12	Гранато-амфиболовый сланец	» »	$Hb(bl-gr)_{51} + Pl_{21-33} + Zs + Q$	» »
13	Кварцево-диоритовый гнейс	» »	$Hb(bl-gr)_{58} + Pl_{17-27} + Ep + Q$	» »
14	Амфиболовый сланец	» »	$Hb(bl-gr)_{53} + Pl + Q$	Эпидото-амфиболитовая
15	Метаморфизованный плагиоклазовый порфирит	Прогрессивный	$Hb(bl-gr)_{54} + Q + Ep + Bi + Pl_{5-6}$	То же
16	Амфиболовый сланец	То же	$Hb(bl-gr)_{62} + Q + Pl_{17-30} + Ep \pm Bi$	Ставролитно-кианитовая субфация амфиболитовой фации, по Ф. Тернеру (Turner, 1948), или верхняя часть эпидото-амфиболитовой фации, по Т. Фогту (Vogt, 1927)
17	То же	» »	$Hb(bl-gr)_{60} + Q + Pl_{17-30} + Ep \pm Bi$	То же
18	» »	» »	$Hb(bl-gr)_{39} + Q + Pl_{17-30} + Ep \pm Bi$	» »
19	Амфиболовый гнейс	» »	$Hb(bl-gr)_{62} + Ab + Ep \pm Q \pm Gr$	Альбито-эпидото-амфиболитовая, по Эскола
20	Амфиболит	?	$Hb(bl-gr)_{39} + Pl + Ep \pm Cc$	Эпидото-амфиболитовая
21	Олигоклазо-эпидото-амфиболовый роговик	Прогрессивный	$Hb(bl-gr)_{52} + Pl_{22} + Ep \pm Q$	Альбито-эпидото-амфиболитовая, по Тернеру (Turner, 1948)
22	Амфиболит	То же	$Hb(bl-gr)_{71} + Ab + Ep + Sf$	Эпидото-амфиболовая
23	То же	» »	$Hb(bl-gr)_{53} + Ab + Ep + Sf + Q$	То же
24	Кристаллический сланец	» »	$Hb(bl-gr)_{53} + Bi + Ep + Pl + Q$	» »
25	Сланец (диафторит)	Регрессивный	$Hb(bl-gr)_{58} + Bi + Ep$	» »
26	Амфиболит	То же	$Hb(bl-gr)_{67} + Pl_{10} + Ep + Sf + Bi + Chl$	» »
27	Амфиболовый сланец	» »	$Hb(bl-gr) + Ab + Q + Ep$	» »
28	Сланцеватый метабазит	» »	$Hb(bl-gr) + Ep + Q + Ab + Sf$	» »

Таблица 1 (продолжение)

№ п.п.	Порода	Вид метаморфизма	Парагенезис (или ассоциация)	Метаморфическая фация
29	Амфиболовый гнейс	?	$Hb(bl-gr) + Pl_{26} + Bi + Q + Ep$	Амфиболитовая (эпидото-амфиболитовая, по Шенгелиа)
30	Гнейсы и сланцы	Прогрессивный	$Hb(bl-gr) + Chl + Bi + Ep + Pl_{10-30} + Q$	Низкотемпературная субфация альмандино-амфиболитовой фации (эпидото-амфиболитовая, по Шенгелиа)
31	Метаморфизованные эффузивы среднего и ос-основного состава	То же	$Hb(bl-gr) + Ep + Pl + Q \pm Sf, Hb(bl-gr) + Pl \pm Ep \pm Bi \pm Q$	Эпидото-амфиболитовая
32	Анхимономинеральная амфиболовая жила	Регрессивный	$Hb(bl-gr) + Ep + Ab + Sf$	То же
33	Амфиболовый сланец	То же	$Hb(bl-gr) + Ep + Ab \pm Gr \pm Bi$	» »

Примечание. 1, 2 — Северный Кавказ, зона Передового хребта, р. Б. Лаба (Шенгелиа, 1972, 1973); 3 — Северо-Унальский массив (Северный Кавказ), зона Главного хребта (Шенгелиа, 1964); 4 — Северный Кавказ, зона Главного хребта, р. Аманауз, басс. р. Теберда (Шенгелиа, 1972, 1973); 5 — Северный Кавказ, зона Главного хребта, район ледника Алибек (Шенгелиа, 1972, 1973); 6, 7 — Северный Кавказ, зона Главного хребта, р. Макера (Шенгелиа, 1972, 1973); 8 — Северный Кавказ, Лабино-Малкинская зона, район рудника «Эльбрус» (Шенгелиа, 1972, 1973); 9, 11, 13 — Северный Гейтвен, Норвегия (Foslie, 1945); 10 — Тисфиорд, Норвегия (Foslie, 1945); 12 — Братесен, Норвегия (Foslie, 1945); 14 — Северный Кавказ, зона Главного хребта, р. Аманауз, басс. р. Теберда (Лебединский, 1952); 15, 17 — район Тампере, Финляндия (Seitsaari, 1953); 16, 18 — район Оривеси, Финляндия (Seitsaari, 1953); 19 — Средний Урал, Южно-Кузнецкинский район (Ракчеев, 1956); 20 — Конский район (Ладиева, 1956); 21 — Северо-Западная Сьерра-Невада (Compton, 1958); 22, 23 — Средний Урал, Каслинский район (Маркс, 1962); 24, 25 — Алдан (Кориковский, 1967); 26 — Дзирульский массив, Груз. ССР (Хмаладзе, 1967); 27, 28 — Танганика (Nagrum, 1954); 29 — Сев. Онтарио, Канада (Johnston, 1954); 30 — район Симплон, Альпы (Chatterjee, 1961); 31 — Китайская и Окинская зоны, Восточный Саян (Дав, 1964); 32 — Цейский массив, Северный Кавказ (Кецховели, 1972); 33 — Дзирульский массив, Груз. ССР (Абесадзе, 1969).

амфиболитовой фации, в которой развивается сине-зеленая роговая обманка (парагенезис $Hb(bl-gr)_{52} + Pl_{22} + Ep$) и неустойчив актинолит. Непосредственно в контактной зоне батолита в метабазитах исчезает эпидот и вместо сине-зеленой появляется оливковая и зеленая роговые обманки (феррогастингит). Новообразованный минеральный парагенезис породы $Hb_{40} + Pl_{38} + Pm$ соответствует амфиболитовой фации.

В. Г. Джонстон (Johnston, 1954) парагенезис амфиболовых гнейсов Северного Онтарио (Канада) с сине-зеленой роговой обманкой $Hb(bl-gr) + Pl_{26} + Bi + Q + Ep$, $Hb(bl-gr) + Pl_{30} + Bi + Q$ и $Hb + Pl_{23} + Bi \pm Q$ считает характерным для амфиболитовой, а с бесцветным амфиболом — для эпидото-амфиболитовой фаций. Основываясь на факте появления сине-зеленой роговой обманки и Pl_{12} , Г. М. Другова и В. А. Глебовицкий (1965) предполагают, что диафторез кристаллических пород южного обрамления Алданского щита протекает в условиях, характеризующих границу зеленосланцевой и эпидото-амфиболитовой фаций.

Сине-зеленая роговая обманка образуется в условиях как регрессивного, так и прогрессивного метаморфизма. При диафторезе она развивается по обыкновенной зеленой роговой обманке (Foslie, 1945; Nagrum, 1954; Каденский, 1960; Шенгелиа, 1964; Кориковский, 1967; Хмаладзе, 1967; Абесадзе, 1969; Кецховели, 1972). В условиях прогрессивного метаморфизма сине-зеленая роговая обманка замещает малоглиноземистый амфибол — актинолит (Seitsaari, 1953; Ракчеев, 1956; Compton, 1958; Маркс, 1962; Кориковский, 1967).

А. Миаширо и Ф. Шидо (Shido, 1958; Shido, Miyashiro, 1959; Miyashiro, 1958) в процессе изучения прогрессивно метаморфизованных основных метаморфических породах Абукума установили здесь три зоны мета-

морфизма. В наименее метаморфизованной зоне развит актинолит, в промежуточной — сине-зеленая роговая обманка и в наиболее метаморфизованной — буровато-зеленая. По данным Ф. Шидо (Shido, 1958), в первой зоне развиты резко зональные кристаллы амфибола, ядра которых представлены актинолитом, а краевые оторочки — голубовато-зеленой роговой обманкой. Ф. Шидо объясняет это неполной смесимостью данных амфиболов. По А. А. Каденскому (1960), при диафторезе высокометаморфизованных пород южной части Алданского щита зеленая роговая обманка перешла в сине-зеленую, а затем произошла ее актинолитизация. По Н. Д. Четерджи (Chatterjee, 1961), в мезозойских метаморфитах района Симплон (Альпы) при прогрессивном метаморфизме эволюция амфиболов протекала в последовательности актинолит → сине-зеленая роговая обманка → зеленая роговая обманка, причем сине-зеленая роговая обманка оказалась устойчивой к условиям низкотемпературной субфации альмандиновых амфиболитов, что, судя по приведенным им парагенезисам (табл. 1), представляется нам необоснованным.

Изученные нами сине-зеленые роговые обманки палеозойских метаморфитов Северного Кавказа развиваются в условиях диафтореза по зеленой или реже по бурой роговой обманке. Они зафиксированы в кристаллических породах, разных по геологическому положению и генезису.

В структурной зоне Передового хребта сине-зеленая роговая обманка наблюдается в диафторизованных амфиболовых сланцах и гнейсах, входящих в состав уруштенского комплекса (Афанасьев, 1950, 1958). Парагенезис $\text{Hb}(\text{bl-gr}) + \text{Ep} + \text{Pl}_{8-10}$ (табл. 2) свидетельствует о формировании исследуемого амфибола в условиях эпидото-амфиболитовой фации.¹ При регрессивном метаморфизме сине-зеленая роговая обманка (табл. 1 и 2) замещалась бесцветным или светлым синеваато-зеленым амфиболом типа актинолита или малоглиноземистой и маложелезистой роговой обманкой (табл. 2), сосуществующей с мусковитом (новообразованный парагенезис: $\text{Amf}_{22-24} + \text{Pl}_{2-8} + \text{Ep} + \text{Sf} \pm \text{Mu} \pm \text{Q} \pm \text{Vi} \pm \text{Or}$; Шенгелиа, 1973).

Нами исследована сине-зеленая роговая обманка, развитая в метаморфитах Северо-Унальского массива и в бассейнах рек Аманауз, Алибек (истоки р. Теберда) и Макера (верховья р. Б. Лаба) в зоне Главного хребта. Поскольку характеристика процесса формирования сине-зеленой роговой обманки в условиях ретроградного метаморфизма палеозойских амфиболовых сланцев Северо-Унальского массива дана в ранее опубликованной статье (Шенгелиа, 1964), здесь очень кратко затронуты вопросы метаморфизма этих сланцев. В данной статье впервые приводится химический состав сине-зеленой роговой обманки (табл. 3 и 5). Амфиболовые сланцы Северо-Унальского массива образуют многочисленные прослои мощностью 15—35 м в слюдяных сланцах. Минеральные ассоциации фации эпидотовых амфиболитов образуются из различных по генезису, а также минеральному и химическому составу исходных пород амфиболовых и слюдяных сланцев, претерпевших метаморфизм в одинаковых условиях температуры и давления. Для амфиболовых сланцев, образовавшихся за счет основных пород, характерен парагенезис $\text{Hb}(\text{bl-gr}) + \text{Pl}_7 + \text{Ep}$ — сине-зеленая роговая обманка замещает обыкновенную зеленую. Для слюдяных сланцев, образовавшихся за счет пелитовых пород, характерны парагенезисы $\text{Mu} + \text{Chl-id} + \text{Q}$ и $\text{Mu} + \text{Q} + \text{Ab} + \text{Alm}$.

¹ Подробная характеристика сине-зеленых роговых обманок из пород уруштенского комплекса приводится в статье В. В. Плошко и др. (1970). Помимо парагенезисов метаморфизованных основных пород эпидото-амфиболитовая фация убедительно доказывается также ассоциациями метапелитов, образующих пропластки в амфиболовых сланцах: $\text{Gr}(\text{Alm } 67-71\%) + \text{Mu} + \text{Vi} + \text{Ab} + \text{Q}$, $\text{Gr}(\text{Alm } 63-72\%) + \text{Ep} + \text{Ab} + \text{Mu} + \text{Q}$.

В бассейне р. Теберда в Южной подзоне структурной зоны Главного хребта обнажаются амфиболиты, амфиболовые и слюдяные сланцы, входящие в состав буульгенской серии. Подавляющая часть ее пород южнее р. Алибек и в верховьях р. Аманауз метаморфизована в условиях амфиболитовой фации. Среди них спорадически встречаются диафториты эпидото-амфиболитовой и крайне редко зеленосланцевой фации. Амфиболитовая фация регионально метаморфизованных основных пород представлена критической ассоциацией этой фации Нв (обыкновенная зеленая

Т а б л и ц а 2

Химический состав сине-зеленых роговых обманок и амфиболов, сосуществующих с мусковитами, из метаморфитов зоны Передового хребта

Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
1	44.73	0.58	12.59	5.18	12.72	0.35	8.75
2	45.00	0.44	12.31	4.65	13.40	0.30	8.98
233-1	50.04	0.47	8.46	2.20	6.72	0.20	17.05
234-1	50.06	0.29	10.03	1.92	7.19	0.22	15.98
282	51.90	0.49	8.50	2.14	5.96	0.28	15.34

Т а б л и ц а 2 (продолжение)

Номер образца	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	F	Сумма
1	10.33	1.80	0.80	1.15	0.47	Не обн.	99.45
2	11.07	1.71	0.63	1.34	0.15	0.10	100.08
233-1	10.53	1.09	0.75	2.09	0.09	Не обн.	100.07
234-1	11.41	1.20	0.47	1.50	Нет	Не обн.	100.27
282	10.19	1.50	0.65	2.00	0.62	Не обн.	99.57

П р и м е ч а н и я. Обр. 1 и 2 — сине-зеленые роговые обманки, аналитик В. И. Кобяшвили; обр. 233-1, 234-1 и 282 — амфиболы, сосуществующие с мусковитом, аналитик Г. Н. Тархнишвили.

или бурая) + Pl₃₀₋₆₀, а диафториты — ассоциацией эпидото-амфиболитовой фации Нв (bl-gr) + Pl₁₀₋₃₀ + Ep ± Sf ± Q. Синие-зеленая роговая обманка (табл. 3 и 5) развивается по обыкновенной зеленой или буроватой, эпидот — продукт деанортитизации плагиоклаза, а сфен возникает в процессе окварцевания породы по ильмениту. В зеленосланцевой фации синие-зеленая роговая обманка замещается актинолитом и хлоритом. Установлены переслаивающиеся диафториты эпидото-амфиболитовой фации метабазитов (с синие-зеленой роговой обманкой) и метапелитов (Pl₇₋₁₅ + Q ± Ep ± Vt ± Hb ± Alm). Синие-зеленая роговая обманка диафторитов эпидото-амфиболитовой фации р. Алибек (табл. 3 и 5) более высокожелезистая и сравнительно менее щелочная, чем замещаемая ею зеленовато-бурая роговая обманка амфиболитовой фации. Аналогичны по составу синие-зеленые роговые обманки из амфиболовых сланцев рек Аманауз и Алибек.

В перевальной части Главного Кавказского хребта в истоках р. Макара широко распространены роговообманковые — Нв (bl-gr) — плагиогнейсы, сформировавшиеся путем Na-Si-метасоматоза амфиболитов или габбро-диоритов. В процессе переработки амфиболитов, параллельно с альбитизацией плагиоклазов, синие-зеленая роговая обманка сначала

замещает зеленую и зеленовато-бурую, а затем происходит ее собирательная перекристаллизация. Новообразованный минеральный парагенезис $\text{Hb}(\text{bl-gr})_{45} + \text{Pl}_{7-11} + \text{Er}$ соответствует эпидото-амфиболитовой фации. В плагиогнейсах фиксируются кварцево-альбитовые (плагиоальситовые) инъекции и маломощные жилы, в которых в подчиненном количестве присутствуют сине-зеленая роговая обманка, эпидот и сфен. В их ореоле плагиогнейсы содержат наиболее крупные (4—15 мм) порфиробласты сине-зеленой роговой обманки. По химическому составу сине-зеленые роговые обманки из жил и плагиогнейса (табл. 3 и 5) аналогичны.

В Бечасынской зоне сине-зеленая роговая обманка установлена в сланцеватых альбитизированных метадиоритах в районе рудника «Эльбрус». В них широко распространены обыкновенная зеленая роговая обманка со слабым синим оттенком и светло-зеленый малоглиноземистый амфибол, а роговая обманка сине-голубоватого цвета играет подчиненную роль. Последняя образует преимущественно тонкие (1—3 см) анхимономинеральные жилы, сформировавшиеся параллельно с наиболее интенсивной альбитизацией метадиоритов путем переработки и собирательной перекристаллизации синевадно-зеленой роговой обманки (состав и парагенезис см. в табл. 1, 4 и 5). Сине-зеленая роговая обманка замещается хлоритом и бесцветными лучистыми агрегатами тонкопризматического малоглиноземистого и низкожелезистого амфибола, по составу близкого к актинолиту (табл. 4).

Для определения условий формирования сине-зеленой роговой обманки и установления критической ассоциации эпидото-амфиболитовой фации для метаморфизованных пород основного и среднего состава с сине-зеленой роговой обманкой в табл. 6 дан анализ распространения минералов в зеленосланцевой, эпидото-амфиболитовой и амфиболитовой фациях.

По исчезновению хлорита и актинолита или появлению сине-зеленой роговой обманки отчетливо определяется нижняя температурная граница эпидото-амфиболитовой фации, в которой устойчив магнезиальный хлорит, присутствующий лишь в метаморфизованных ультраосновных породах. По нашим и литературным данным, отсутствие хлорита устанавливается в парагенезисе с сине-зеленой роговой обманкой. Актинолит в эпидото-амфиболитовой фации в метабазах отмечен рядом исследователей, но по позднейшим данным он типичен для зеленосланцевой фации. Вопрос сосуществования актинолита и сине-зеленой роговой обманки уже обсуждался выше. Анализ фактического материала показывает, что актинолит в режиме эпидото-амфиболитовой фации неустойчив и замещается сине-зеленой роговой обманкой. Более сложен вопрос о плагиоклазе и гранате. В парагенезисе $\text{Hb}(\text{bl-gr}) + \text{Pl} + \text{Er}$, типичном для основных метабазов, присутствуют плагиоклазы от Pl_7 до Pl_{43} (табл. 1 и 6), причем главную роль играют альбит и средний олигоклаз, а плагиоклаз с $\text{Pl}_{>30}$ встречается крайне редко. Эти данные совпадают с результатами исследований Э. Венка (Wenk, 1958, 1962), Де Ваарда (De Waard, 1959), Р. Рутленда (Rutland, 1961) и Д. А. Великославинского и др. (1963), установивших резкую прерывистость в распространении плагиоклазов между 7 и 17% An и неустойчивость плагиоклазов, содержащих более 7 и 30% An соответственно в зеленосланцевой и в эпидото-амфиболитовой фациях. Гранат крайне редко развивается в ассоциации с сине-зеленой роговой обманкой. Гранат спессартинового ряда устойчив в условиях зеленосланцевой, а альмандин образуется в условиях эпидото-амфиболитовой фации. Однако резкого перехода спессартина в альмандин на границе этих фаций не происходит — устанавливается постепенное замещение спессартин-альмандина альмандин-спессартином. Следовательно, гранат с большим преобладанием альмандинового компонента — минерал эпидото-амфиболитовой фации.

Таблица 3

Химический состав сине-зеленых и зеленых роговых обманок из метаморфитов зоны Главного хребта

Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	F	Сумма
3	45.93	0.58	12.27	4.45	13.72	0.19	7.07	11.33	1.94	0.72	1.79	0.05	0.11	100.15
4	45.71	1.31	14.22	4.84	10.60	0.30	9.00	10.01	1.10	0.80	2.00	0.06	Не обн.	99.95
5	46.00	0.71	12.96	5.08	12.10	0.40	8.60	11.53	1.00	0.20	1.42	0.10	» »	99.90
6	43.49	0.47	13.95	4.28	11.72	1.48	10.95	9.66	1.25	—	2.00	0.11	» »	99.46
7	44.01	0.40	13.85	4.21	11.61	1.00	11.05	9.81	1.39	0.02	1.91	0.19	» »	99.45
256-5-2	45.67	0.41	13.01	4.80	10.08	0.42	11.23	11.02	1.30	0.35	1.22	0.30	» »	99.81

Примечание. Обр. 256-5-2 — зеленая роговая обманка, басс. р. Алибек; остальные образцы см. в табл. 1. Обр. 3, 6 и 7 — аналитик В. И. Кобишвили; обр. 4, 5, 256-5-2 — аналитик Ц. А. Лабарткава.

Таблица 4

Химический состав сине-зеленой роговой обманки (обр. 8) и малоглиноземистого амфибола (обр. 152-5) из сланцеватых альбитизированных метадiorитов района рудника «Эльбрус» (Бечасынская зона)

Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Сумма
8	46.50	1.56	11.71	5.24	11.00	1.02	7.99	11.74	0.50	—	2.56	0.40	99.62
152-5	48.00	0.99	7.56	2.52	13.42	0.56	9.30	10.97	0.25	0.10	2.60	2.08	99.60

Примечание. Аналитик Ц. А. Лабарткава.

Содержание элементов в кристаллохимической формуле и общая железистость f сине-зеленых роговых обманок

№ п.п.	Si	Ti	Al	Al _{IV}	Al _{VI}	Fe ⁺³	Fe ⁺²	Mn	Mg	Ca	Na	K	Na+K	ОН	F	Al-(Na+K)	f
1	6.71	0.07	2.23	1.29	0.94	0.59	1.59	0.04	1.95	1.62	0.52	0.17	0.69	1.15	He опр.	1.54	53.38
2	6.69	0.04	2.16	1.31	0.85	0.52	1.57	0.04	1.99	1.77	0.48	0.11	0.59	1.32	0.04	1.57	51.15
3	6.83	0.07	2.16	1.17	0.99	0.50	1.73	0.03	1.56	1.80	0.55	0.13	0.68	1.79	0.05	1.48	58.54
4	6.86	0.14	2.50	1.14	1.36	0.55	1.35	0.04	2.03	1.61	0.33	0.16	0.49	2.02	He опр.	2.01	50.55
5	6.84	0.08	2.27	1.16	1.11	0.57	1.50	0.06	1.90	1.84	0.28	0.04	0.32	1.22	» »	1.95	52.13
6	6.41	0.05	2.42	1.59	0.83	0.48	1.44	0.19	2.41	1.52	0.35	—	0.35	1.97	» »	2.07	45.00
7	6.48	0.04	2.41	1.52	0.89	0.46	1.42	0.12	2.42	1.55	0.23	—	0.23	1.87	» »	2.18	44.00
8	6.73	0.18	2.00	1.27	0.73	0.58	1.32	0.12	1.72	1.82	0.14	—	0.14	2.47	» »	1.86	52.00
9	6.76	0.04	2.19	1.24	0.95	0.21	0.71	0.04	3.07	1.73	0.31	0.06	0.37	2.16	» »	1.82	21.30
10	6.75	0.06	2.31	1.25	1.06	0.26	0.85	0.03	2.72	1.82	0.29	0.09	0.38	1.81	» »	1.83	29.20
11	6.92	0.03	2.20	1.08	1.12	0.46	1.15	0.04	2.16	1.57	0.64	0.05	0.69	1.71	» »	1.51	36.80
12	6.79	0.03	2.30	1.21	1.09	0.29	1.58	0.02	1.81	1.70	0.46	0.13	0.59	2.18	» »	1.71	50.80
13	6.87	0.08	2.30	1.13	1.17	0.55	1.53	0.02	1.54	1.57	0.66	0.04	0.70	1.76	» »	1.76	57.56
14	6.10	0.25	2.65	1.90	0.75	1.00	1.27	0.03	2.00	1.75	0.30	0.20	0.50	1.00	» »	2.05	53.00
15	6.29	0.05	2.24	1.71	0.53	0.82	2.01	0.01	1.64	1.65	0.33	0.11	0.44	2.40	» »	1.80	54.15
16	5.92	0.09	3.25	2.08	1.17	0.60	1.63	0.04	1.40	1.75	0.37	0.11	0.48	2.28	» »	2.77	61.46
17	6.48	0.07	1.93	1.52	0.41	0.59	1.56	0.05	2.28	1.92	0.35	0.10	0.45	2.14	» »	1.48	59.67
18	6.58	0.05	1.58	1.42	0.16	0.64	1.17	0.03	2.80	1.99	0.18	0.08	0.26	2.60	» »	1.32	39.43
19	6.25	0.09	3.14	1.75	1.39	0.62	1.79	—	1.51	1.86	0.32	—	0.32	0.50	» »	2.82	62.00
20	6.75	0.08	1.92	1.25	0.67	0.38	1.35	—	2.66	1.87	0.33	0.03	0.36	1.28	0.10	1.56	39.00
21	6.72	0.06	1.76	1.28	0.48	0.57	1.80	0.07	2.23	1.69	0.28	0.07	0.35	1.89	—	1.41	52.22
22	6.09	0.16	2.50	1.91	0.59	0.84	1.95	0.03	1.13	1.59	1.33	0.13	1.46	2.00	He опр.	1.04	71.00
23	6.71	0.05	2.22	1.29	0.93	0.73	1.59	0.03	1.42	1.42	1.07	0.12	1.19	1.97	» »	1.03	52.70
24	6.03	0.08	2.20	1.97	1.23	0.37	1.59	0.03	1.71	1.81	0.47	0.11	0.58	0.62	» »	1.62	53.40
25	6.25	0.14	2.22	1.75	0.47	0.84	1.65	0.04	1.86	1.80	0.49	0.22	0.71	2.02	0.06	1.51	57.80
26	6.59	0.04	1.54	1.41	0.13	0.98	2.40	0.06	1.67	1.93	0.30	0.34	0.64	1.12	He опр.	0.90	67.00
27	6.11	0.07	2.21	1.89	0.32	0.52	1.30	0.02	2.80	1.88	0.43	0.29	0.72	1.21	0.51	1.49	39.20

67
 Примечание. 27 — сине-зеленая роговая обманка из метасоматических пород (среднее из анализа 12 образцов, по Шабынину, 1958); остальные номера см. в табл. 1.

Г. Рамберг (Ramberg, 1949) считает характерным сосуществование Pl_{20-30} с эпидотом в высокотемпературной части эпидото-амфиболитовой фации. Т. Барт (1956) принимает в качестве верхней температурной границы этой фации равновесие эпидота с Pl_{30} . Если учесть эти данные, а также то, что с андезином ассоциируется не типичная сине-зеленая роговая обманка, а светлая голубовато-зеленая, неустойчивая с эпидо-

Таблица 6

Парагенезис эпидото-амфиболитовой фации для метаморфитов основного и среднего состава с сине-зеленой роговой обманкой и его отношение к зеленосланцевой и амфиболитовой фациям

Фация зеленых сланцев	Эпидото-амфиболитовая фация	Амфиболитовая фация
Pl_{0-7}	
	Pl_{7-15}	
	Pl_{15-30}	
		$Pl_{>30}$
Ac	Hb (bl-gr)	
	Hb (gr)
		Hb (schw-br)
	Ep
Chl	Bi	
$Sp > Alm$	Gr	
	$Alm > Sp$	
	Di

Примечание. Пунктиром обозначены минералы, неустойчивые в парагенезисе с сине-зеленой роговой обманкой.

том и сосуществующая с диопсидом, то высокотемпературную часть эпидото-амфиболитовой фации для метаморфизованных основных и средних пород определяет парагенезис $Hb (bl-gr) + Ep + Pl_{15 < 30}$. Таким образом, можно полагать, что сине-зеленая роговая обманка еще устойчива в самой низкотемпературной части амфиболитовой фации, а парагенезис $Hb (bl-gr) + Pl_{>30}$, с которым эпидот и диопсид неустойчивы, показывает переход к амфиболитовой фации. Диопсид в эпидото-амфиболитовой фации харак-

терен для карбонатных пород. В метабазах в парагенезисе с сине-зеленой роговой обманкой он не установлен.

Таким образом, парагенезис $\text{Hb} (\text{bl-gr}) + \text{Pl}_{7-30} + \text{Er}$ является критической или «специфической» (в понимании Добрецова и др., 1966) ассоциацией для эпидото-амфиболитовой фации.

Статистическая обработка кальцийсодержащих метаморфических амфиболов рядов роговой обманки и актинолит-тремолита произведена Е. А. Костюк и В. С. Соболевым (Соболев, 1965; Костюк, 1970). В табл. 7 приведены результаты этих исследований, касающиеся амфибола зеленосланцевой, эпидото-амфиболитовой и амфиболитовой фаций, а также материал о сине-зеленой роговой обманке из метаморфических пород в целом в любой ассоциации (1) и отдельно из пород в ассоциации с кварцем (2), альбитом (4), плагиоклазом (5) и без кварца (3), отражающий усредненные соотношения главных компонентов в кристаллохимической формуле. Использованы данные анализа 27 образцов сине-зеленой роговой обманки, полученные нами, а также приведенные в литературных источниках.

Статистическая обработка материала (вычисление средних составов \bar{X} и стандартных отклонений S) позволила выявить (табл. 7), что сине-зеленые роговые обманки (1) по составу наиболее близки к кальцийсодержащим амфиболам из пород эпидото-амфиболитовой фации (6). Обе эти группы по среднему содержанию Si , Al_{IV} , Fe^{+2} , Mg , Na , K , $\text{Na} + \text{K}$, Ti и железистости не различаются с вероятностью > 0.95 ; различие значимо по среднему содержанию Al_{VI} , Ca , $\text{Al} - (\text{Na} + \text{K})$. Сине-зеленая роговая обманка отличается очень высоким содержанием Al , на что ранее не обращалось внимания; Al в ней больше, чем в роговых обманках амфиболитовой фации (сравнение среднего содержания Al показывает, что группы 1 и 7 различаются значимо с вероятностью > 0.95 , а между 1 и 8 нет различий с вероятностью < 0.95), но в последних больше Al_{IV} (1 и 7 и 1 и 8 по среднему содержанию Al_{IV} различаются с вероятностью > 0.95). В. С. Соболев и Е. А. Костюк (1970; Костюк и Соболев, 1965) считают наиболее удобным признаком для разграничения пород эпидото-амфиболитовой фации и фации зеленых сланцев содержание Al в амфиболе. Для этой цели наиболее приемлема сине-зеленая роговая обманка, так как разрыв в содержании Al между нею и амфиболом зеленосланцевой фации более ощутим. Таким образом, предположение Ф. Тернера (1951; Тернер и Ферхуген, 1961) о малоглиноземистом характере темной сине-зеленой разности амфибола в эпидото-амфиболитовой фации не находит подтверждения. Наиболее высоким содержанием Al характеризуется сине-зеленая роговая обманка в парагенезисе с альбитом или кварцем, причем в ней очень повышена роль Al_{VI} . Величина $\text{Al} - (\text{Na} + \text{K})$ в этом минерале значительно больше, чем в амфиболах из пород зеленосланцевой, эпидото-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. Наименее железиста сине-зеленая роговая обманка в ассоциации с плагиоклазом и очень высокожелезиста в бескварцевой ассоциации. Последнее заслуживает внимания, так как, по данным В. С. Соболева и Е. А. Костюк (1970), в более высокотемпературных условиях, т. е. в режиме амфиболитовой фации, маложелезистые амфиболы с кварцем неустойчивы. Наиболее богатая щелочами сине-зеленая роговая обманка обнаруживается при отсутствии в ассоциации кварца или наличии альбита, а в парагенезисе с плагиоклазом она бедна щелочами.

В химическом составе метасоматических и метаморфических сине-зеленых роговых обманок при их сходных парагенезисах принципиальных различий нет. Следовательно, критическая ассоциация $\text{Hb} (\text{bl-gr}) + \text{Pl}_{7-30} + \text{Er}$ вполне определяет их принадлежность к одинаковой минеральной фации.

Среднее содержание (\bar{X}) и стандартное отклонение (S) элементов в кристаллохимической формуле и общая железистость метаморфических синие-зеленых роговых обманок и кальцийсодержащих амфиболов ряда актинолит—роговая обманка

№ п.п.	Число анализов	Si		Ti		Al		Al _{IV}		Al _{VI}		Fe ⁺³		Fe ⁺²		Mn	
		\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S
1	27	6.54	0.296	0.08	0.051	2.25	0.367	1.46	0.296	0.83	0.342	0.58	0.194	1.52	0.339	0.05	0.040
2	20	6.55	0.310	0.08	0.052	2.26	0.388	1.48	0.311	0.88	0.346	0.54	0.183	1.43	0.308	0.03	0.033
3	7	6.51	0.249	0.08	0.045	2.18	0.286	1.35	0.286	0.69	0.285	0.68	0.188	1.76	0.299	0.06	0.053
4	10	6.51	0.229	0.07	0.035	2.31	0.375	1.50	0.229	0.81	0.316	0.65	0.170	1.76	0.289	0.05	0.055
5	15	6.61	0.314	0.09	0.058	2.22	0.400	1.39	0.314	0.90	0.350	0.51	0.177	1.36	0.278	0.04	0.028
6	18	6.68	0.24	0.10	0.05	1.81	0.31	1.31	0.27	0.50	0.17	0.45	0.18	1.53	0.37	0.03	0.01
7	32	6.35	0.24	0.15	0.07	2.06	0.22	1.64	0.24	0.42	0.25	0.59	0.27	2.04	0.61	0.06	0.04
8	20	6.27	0.26	0.16	0.08	2.17	0.32	1.73	0.26	0.44	0.33	0.68	0.31	2.28	0.64	0.07	0.05
9	19	7.66	0.18	0.03	0.04	0.49	0.28	0.32	0.19	0.16	0.16	0.20	0.16	1.04	0.41	0.03	0.01

Таблица 7 (продолжение)

№ п.п.	Число анализов	Mg		Ca		Na		K		Na+K		OH		Al-(Na+K)		f	
		\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S
1	27	2.02	0.489	1.74	0.140	0.44	0.251	0.11	0.083	0.55	0.276	1.72	0.541	1.71	0.437	50.53	10.888
2	20	2.09	0.451	1.74	0.379	0.39	0.201	0.09	0.070	0.57	0.243	1.75	0.583	1.69	0.439	48.02	10.555
3	7	1.80	0.370	1.72	0.134	0.57	0.320	0.16	0.097	0.73	0.318	1.62	0.381	1.45	0.355	57.69	8.341
4	10	1.77	0.398	1.67	0.155	0.55	0.345	0.11	0.097	0.66	0.370	1.62	0.539	1.63	0.567	55.89	8.355
5	15	2.13	0.452	1.76	0.119	0.36	0.148	0.08	0.051	0.44	0.152	1.14	0.866	1.77	0.352	41.22	12.614
6	18	1.46	0.52	1.85	0.14	0.39	0.16	0.09	0.06	0.48	0.16	1.84	0.22	1.33	0.27	45.22	10.52
7	32	1.85	0.77	1.81	0.14	0.44	0.11	0.23	0.11	0.67	0.17	1.71	0.33	1.39	0.27	59.07	17.15
8	20	1.48	0.76	1.77	0.14	0.45	0.10	0.26	0.11	0.71	0.17	1.68	0.39	1.36	0.40	66.61	17.24
9	19	3.80	0.89	1.71	0.30	0.21	0.15	0.02	0.03	0.23	0.16	1.72	0.42	0.21	0.22	25.75	11.77

Примечание. 1 — синие-зеленые роговые обманки по данным табл. 6; 2 — то же, в ассоциации с кварцем; 3 — то же, в бескварцевой ассоциации; 4 — то же, в ассоциации с альбитом; 5 — то же, в ассоциации с плагиоклазом; 6 — кальцийсодержащие амфиболы ряда актинолит—роговая обманка из пород эпидио-амфиболитовой фации; 7 — то же, из пород амфиболитовой фации без гиперстена; 8 — то же, из пород амфиболитовой фации с кварцем; 9 — то же, из пород зелено-сланцевой фации. 6, 7, 8 и 9 — из работы В. С. Соболева и Е. А. Костюк (1970).

Выводы

1. Сине-зеленая роговая обманка — характерный минерал эпидото-амфиболитовой фации для метаморфитов основного и среднего состава; возможен ее переход в низкотемпературную часть амфиболитовой фации.

2. Сине-зеленая роговая обманка в парагенезисе с хлоритом и актинолитом не фиксируется. По исчезновению хлорита и актинолита и появлению сине-зеленой роговой обманки определяется нижняя температурная граница эпидото-амфиболитовой фации. Парагенезис высокотемпературной части этой фации — $\text{Hb}(\text{bl-gr}) + \text{Ep} + \text{Pl}_{>15<30}$. Парагенезис $\text{Hb}(\text{bl-gr}) + \text{Pl}_{>30}$, в котором эпидот и диопсид неустойчивы, показывает переход к амфиболитовой фации.

3. Парагенезис $\text{Hb}(\text{bl-gr}) + \text{Pl}_{7-30} + \text{Ep}$ является критической или «специфической» ассоциацией эпидото-амфиболитовой фации для метаморфизованных пород основного и среднего состава.

4. Сине-зеленая роговая обманка более низкотемпературна, чем зеленая, буро-зеленая и бурая; следовательно, она является наиболее низкотемпературной обыкновенной роговой обманкой.

5. Сине-зеленая роговая обманка отличается от кальцийсодержащих амфиболов из эпидото-амфиболитовой фации более высокой железистостью, очень высоким содержанием Al и несколько повышенным количеством щелочей.

6. В химическом составе метасоматических и метаморфических сине-зеленых роговых обманок при их сходных парагенезисах принципиальных различий нет.

ЛИТЕРАТУРА

Абесадзе М. Б. Петрология нижнепалеозойских метаморфических сланцев Дзиркульского кристаллического массива. — Автореф. канд. дисс., 1969.

Афанасьев Г. Д. Гранитоиды древних интрузивных комплексов Северо-Западного Кавказа. — Тр. Инст. геол. наук АН СССР, 1950, вып. 69, сер. петрограф., № 38.

Афанасьев Г. Д. Геология магматических комплексов Северного Кавказа и основные черты связанной с ними минерализации. — Тр. Инст. геол. рудн. месторождений, петрогр., минералогии и геохимии АН СССР, 1958, вып. 20.

Барт Т. Теоретическая петрология. М., ИЛ, 1956.

Великославинский Д. А., Казаков А. Н., Соколов Ю. М. Мамский комплекс Северо-Байкальского нагорья. — Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1963, вып. 17.

Дав В. Н. Метаморфизм. Окинская и Котойская зоны. — В кн.: Докембрий Восточного Саяна. — Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1964, вып. 18.

Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев В. С., Соболев Н. В., Ушакова Е. Н., Хлестов В. В. Фации регионального метаморфизма СССР. Объяснительная записка к «Карте метаморфических фаций СССР». Новосибирск, «Наука», 1966.

Другова Г. М., Глебовицкий В. А. Региональный метаморфизм. — В кн.: Геология и петрология южного обрамления Алданского щита. Л., «Наука», 1965.

Каденский А. А. Полиметаморфические породы южной части Алданского щита. — Тр. Геол. музея АН СССР, 1960, вып. 2.

Кецховели Д. Н. Петрология Цейского массива (Северный Кавказ). — Тр. Геол. инст. АН СССР, 1972, нов. серия, вып. 13.

Кориковский С. П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М., «Наука», 1967.

Костюк Е. А., Соболев В. С. Парагенетические типы амфиболов ряда роговая обманка—актинолит в метаморфических породах. — ДАН СССР, 1965, т. 164, № 4.

Ладиева В. Д. Две разновидности зеленых роговых обманок из метаморфических пород Конского района. — Геолог. журнал, 1956, т. 16, вып. 1.

Лебединский В. И. О голубовато-зеленой роговой обманке метаморфических пород. — Минер. сб. Львовск. геол. общ., 1952, № 6.

Маркс В. А. О сине-зеленых роговых обманках метаморфических пород. — Зап. Всесоюз. минер. общ., 1962, ч. 92, вып. 2.

Плошко В. В., Сидоренко Г. А., Рудницкая Е. С., Кли-
тина В. И. Амфиболы из метабазитов разновозрастных комплексов Большого
Кавказа. — В кн.: Минералы базитов в связи с вопросами петрогенезиса. М., Изд-во
АН СССР, 1970.

Ракчеев А. Д. Метаморфизм пород зеленокаменной полосы и его отношение
к колчеданному и медно-цинковому оруденениям в районе Южно-Кузнецкинского
месторождения на Северном Урале. — Сов. геология, 1956, № 51.

Розенквист И. Т. Метаморфизм в эпидот-амфиболитовой фации каледон-
ского горного хребта в Норвегии. — В кн.: Физико-химические проблемы формиро-
вания горных пород и руд, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Соболев В. С., Костюк Е. А. Группа амфиболов. — В кн.: Фации мета-
морфизма. М., «Недра», 1970.

Тернер Ф. Эволюция метаморфических пород. М., ИЛ, 1951.

Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических
пород. М., ИЛ, 1961.

Хмаладзе И. И. Синие-зеленые роговые обманки из амфиболитов Дзируль-
ского массива. — Изв. геол. общ. Грузии, 1967, т. 5, вып. 1.

Шабьнин Л. И. Еще раз о значении железистости фемических минералов. —
Минер. сб. Львовск. геол. общ., 1958, № 12.

Шенгелиа Д. М. Последовательность метаморфических процессов в амфи-
боловых сланцах Северо-Унальского массива, Северный Кавказ. — В кн.: Вопросы
геологии Грузии, к XXII сессии МГК. Тбилиси, Изд-во АН ГССР, 1964.

Шенгелиа Д. М. Петрология палеозойских гранитоидов Северного Кав-
каза. — Тр. Геол. инст. АН ГССР, 1972, нов. серия, вып. 34.

Шенгелиа Д. М. О равновесии роговой обманки и мусковита в палеозойских
диафторитах Северного Кавказа. — ДАН СССР, 1973, т. 210, № 1.

Compton R. R. Significance of amphibole paragenesis in the Bedwel Bar
region, California. — Amer. Miner., 1958, v. 43, № 9, 10.

Chatterjee N. D. The alpine metamorphism in the Simplon-Area, Switzer-
land and Italy. — Geol. Rundsch., 1961, v. 51.

De Waard. Anorthite content of plagioclase in basic and pelitic crystalline
schists as related to metamorphic zonation in the Usu massif, Timor — Amer. J. Sci.,
1959, v. 257, № 8.

Foslie S. Hastingsites and amphiboles from the epidoteamphibolite facies. —
Norsk. Geol. Tids., 1945, 25.

Harpum J. R. Formation of epidote in Tanganyika. — Bull. Geol. Soc. Amer.,
1954, 65, № 11.

Johnston W. G. Geology of the Temiskaming-Grenville contact southeast
of Lake Temagami, northern Ontario, Canada. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1954,
65, № 11.

Miyashiro A. Regional metamorphism of the Gosaisyo-Takanuki district
in the central Abukama plateau. — J. Fac. Sci., Univ. Tokyo, 1958, sect. II, 11, 219.

Ramberg H. The facies classification of rocks a clue to the origin of quartzo-
feldspathic massifs and veins. — J. Geol., 1949, v. 57.

Rutland R. W. The control of anorthite content of plagioclase in metamorphic
crystallization. — Amer. J. Sci., 1961, v. 259, № 1.

Seitsaari J. A blue-green hornblende and its genesis from the Tampere schist
belt, Finland. — Bull. Comm. Geol. Finlande, 1953, v. 159.

Shido F. Plutonic and metamorphic rocks of the Nakoso and Iritono districts
in the central Abukama Plateau. — J. Fac. Sci., Univ. Tokyo, 1958, sec. II, 11, 131.

Shido F., Miyashiro A. Hornblendes of basic metamorphic rocks. — J. Fac.
Sci., Univ. Tokyo, 1959, sec. II, 12, 85.

Turner F. J. Mineralogical and structural evolution of the metamorphic rocks. —
Geol. Soc. Amer. Mem., 1948, 30.

Vogt Th. Sulitelmafeltets geologi og petrografi. With an English summary. —
Norges Geol. Undersokelse, 1927, № 121.

Wenk E. Über Diskontinuitäten in Plagioklasserien metamorphen Ursprunge. —
Schweiz. Min. Petr., 1958, Bd. 38, H. 2.

Wenk E. Plagioklas als Indexmineral in den Zentralalpen. Die Paragenese Cal-
cit-Plagioklas. — Schweiz. Min. Petr., 1962, Bd. 42, H. 1.

ОСОБЕННОСТИ ХИМИЗМА КОРДИЕРИТОВ

В последние годы значительно возрос интерес к кордиериту. Этот минерал обладает низкой плотностью, кристаллизуется в разных структурных состояниях и способен содержать переменное количество воды. Все это в совокупности выдвигает кордиерит в число перспективных индикаторов термодинамических условий природного минералообразования и показателей продолжительности метаморфических процессов. Однако успех в этом вопросе в немалой степени зависит от изученности химизма рассматриваемого минерала. Первую сводку по кордиеритам в 1960 г. дал Лик (Leake, 1960). Тогда ему удалось собрать 62 полных химических анализа. В последующем особенности состава кордиеритов обсуждали и другие исследователи (Schreyer, 1965; Дир и др., 1965; Fediuk, 1971, и др.). Следует обратить внимание на то, что проведенные работы и вытекающие из них выводы базируются в основном на обычных химических анализах. Как показывает опыт изучения шлифов, для кордиеритов чрезвычайно характерны вторичные продукты и посторонние включения: хлорит, мусковит, биотит, кварц, плагиоклаз и др. Все они с трудом отделяются от кордиерита, а поэтому в том или ином количестве неизбежно должны присутствовать в анализируемых обычным путем пробах.

В настоящее время общее число анализов кордиерита составляет 296. Из них особую ценность представляют рентгеноспектральные определения (всего 108, из них 66 по материалам авторов). В последнем случае влияние механических примесей на химический состав сводится к минимуму, и на качестве анализов сказываются только методические погрешности. Учитывая это, в дальнейшем удовлетворительными анализами считаются только те, которые по содержанию SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , CaO , Na_2O и K_2O (в вес. %) укладываются в интервалы значений, вытекающих из рентгеноспектральных данных. Ниже мы рассмотрим каждый из интересующих нас элементов в отдельности и попытаемся вывести закономерности изменения химизма кордиеритов от P — T -условий.

SiO_2 . В настоящее время известно 180 количественных химических анализов определения кремнезема. По имеющимся данным, содержание SiO_2 колеблется в пределах 41—56%, среднее равно 48.2%. По данным 108 рентгеноспектральных анализов, содержание $\text{SiO}_2 = 44.1$ —51.86%, среднее — 48.6%. Распределение образцов по содержаниям кремнезема представлено на рис. 1, а. 95%-й доверительный интервал ($\bar{X} \pm 2S$) по результатам микрозонда составляет 45.82—51.84%.

Al_2O_3 . Число химических определений глинозема в кордиеритах составляет 177, рентгеноспектральных — 108. И те и другие распределяются по близкому к нормальному закону (рис. 1, б). Предельные значения Al_2O_3 соответственно равны (в %): 22.24—37.38 и 29.61—35.26; средние — 32.26 и 33.20. Как и в случае с кремнеземом, здесь анализы микрозонда от химических отличаются прежде всего меньшим разбросом значений. Доверительный интервал, рассчитанный по рентгеноспектральным данным, составляет 31.36—35.04%.

TiO_2 . В 136 пробах титан определялся обычным химическим анализом. Из них в 46 он не обнаружен, в четырех составляет 0.31—0.40, в одной — 2.05%. По данным микрозонда, в 68 образцах титан не установлен, в 17 остальных его количество не превышает 0.1%. Таким образом, в отличие от химических анализов рентгеноспектральные определения практически не обнаруживают TiO_2 . Кривые распределения TiO_2 показаны на рис. 1, в.

CaO . Известно 156 определений кальция в кордиеритах химическим

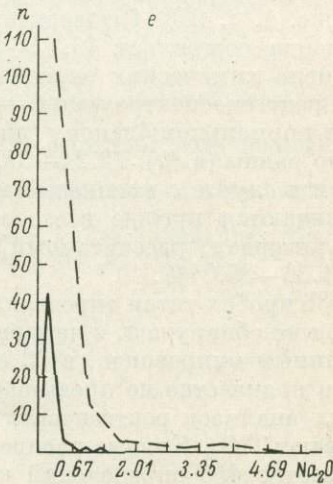
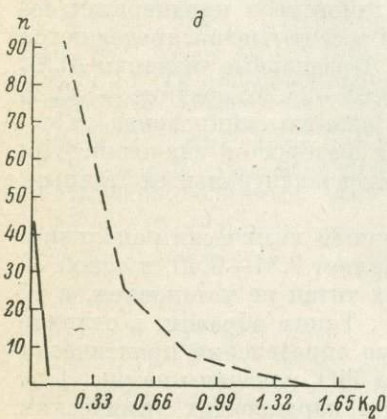
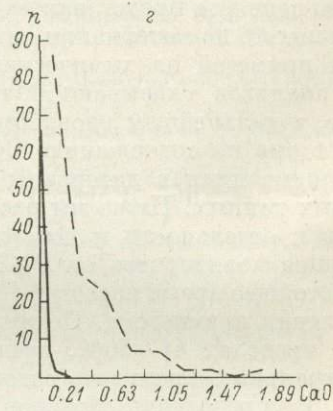
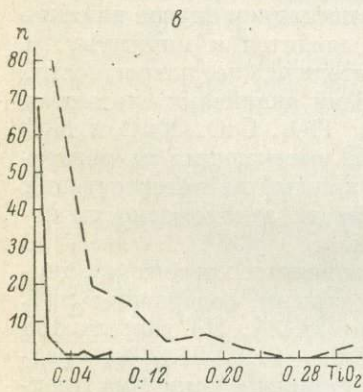
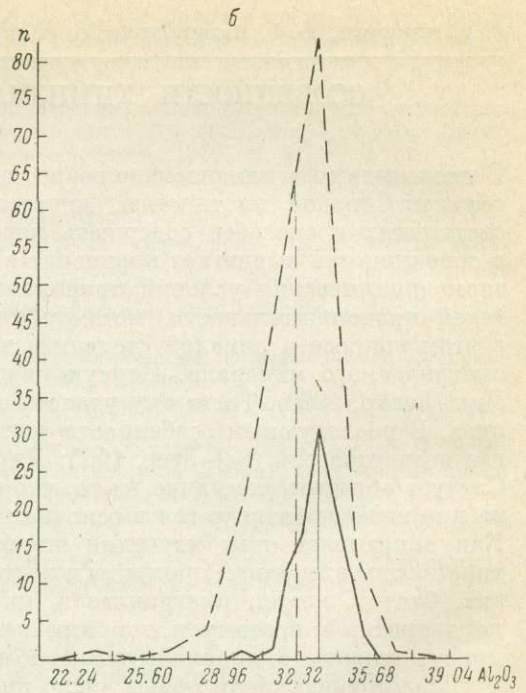
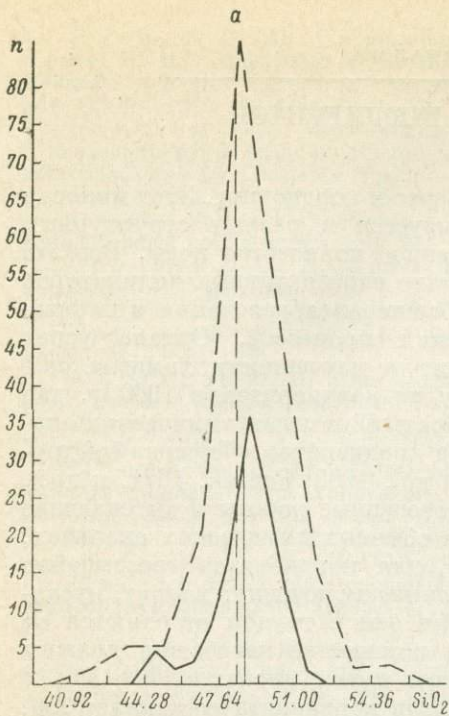


Рис. 1. Распределение кордиеритов по содержанию окислов (в вес. %).

1 — по данным микросонда; 2 — по данным химических анализов; 3 — выборочные данные по удовлетворительным анализам.

методом. По данным этих определений CaO составляет 0.00—3.60%. В отличие от химических анализов из 86 имеющихся рентгеноспектральных определений в 38 кальций не установлен, в 33 составляет 0.01—0.05, в десяти — 0.06—0.10, в трех — 0.11—0.20, в одном — 0.5 и в одном — 1.29%. Кривые распределения CaO по сравниваемым методам приведены на рис. 1, г.

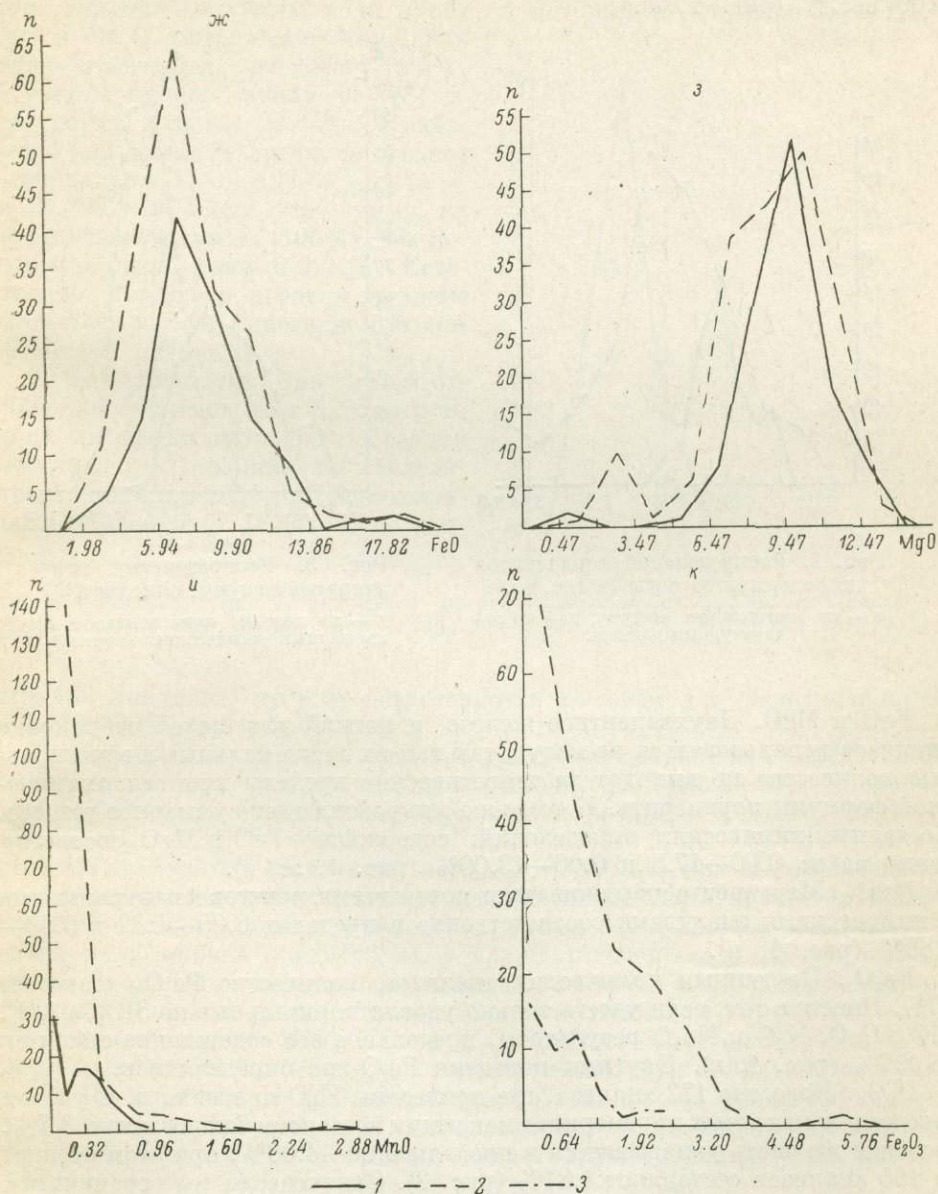


Рис. 1 (продолжение).

K_2O . Всего имеется 137 химических и 84 рентгеноспектральных анализа калия. По отношению к этому окислу показательно следующее сопоставление. Если по химическим определениям число проб с содержанием 0.1% K_2O превышает 90, включая несколько образцов с $K_2O=4-6\%$, то по данным микрозонда количество таких кордиеритов равно 1, во всех

остальных ниже, а в 42 анализах калий вообще не обнаружен (рис. 1, *д*).

Na₂O. Известно 139 химических и 83 рентгеноспектральных определения натрия в кордиеритах. В отличие от K₂O содержание Na₂O в пробах более чем на порядок выше. Однако и здесь разброс значений по сравниваемым методам различный. По результатам микрозонда, пределы колебания натрия составляют 0.00—1.4%, по химическим анализам — 0.00—6.00 вес.% (рис. 1, *е*).

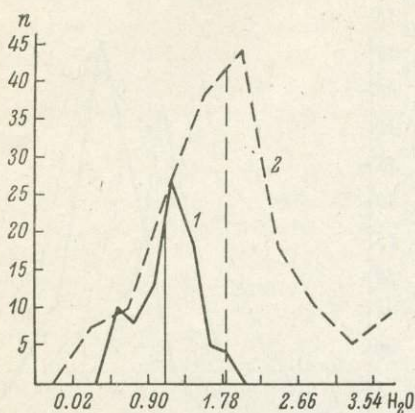


Рис. 2. Распределение кордиеритов по содержанию воды (в вес. %).

1 — по материалам авторов; 2 — по литературным данным.

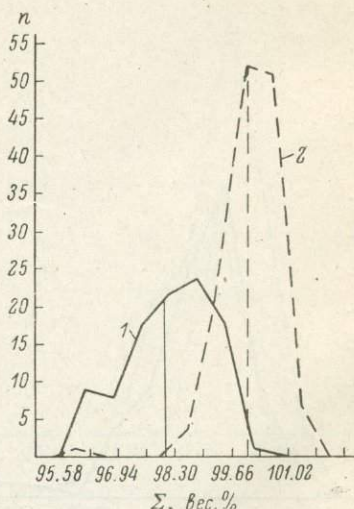


Рис. 3. Распределение кордиеритов по сумме окислов (Σ).

1 — по данным микрозонда; 2 — по данным химических анализов.

FeO и MgO. Двухвалентное железо и магний для целей отбраковки анализов использоваться не могут, так как их максимальные и минимальные количества не выходят за теоретические пределы кристаллохимической формулы кордиерита. К тому же микрозонд дает суммарное железо. По данным химических определений, содержание FeO и MgO соответственно равно 0.00—17.8 и 0.00—13.00% (рис. 1, *ж*, *з*).

MnO. Марганец обнаруживается почти всеми рентгеноспектральными и химическими анализами соответственно в пределах 0.00—4.82 и 0.00—2.88% (рис. 1, *и*).

Fe₂O₃. По данным химических анализов, количество Fe₂O₃ достигает 10%. Вместе с тем, если учесть только удовлетворительные по SiO₂, Al₂O₃, TiO₂, CaO, K₂O и Na₂O результаты, предельное его содержание снизится до 2.7% (рис. 1, *к*). Другими методами Fe₂O₃ не определялось.

H₂O. Известно 172 анализа, где приведены H₂O или п. п. п. С учетом заведомо измененных кордиеритов максимум воды в пробах достигает 8.7%, большая же часть укладывается в пределы 0.00—4.00%, при этом среднее из 165 анализов составляет 1.81% (рис. 2). Однако если мы ограничимся теоретическим максимумом H₂O (не более 3%), среднее содержание воды станет равным 1.67% (по 152 образцам). Но и в этом случае доля H₂O за счет вторичных продуктов остается неясной. Для более точного определения количественных вариаций воды в природных кордиеритах были отобраны и проанализированы методом Пенфильда 60 чистых проб (см. наст. сб., стр. 91). По полученным результатам среднее содержание H₂O снижается до 1.15%. Сопоставление средних значений H₂O по литературным данным и материалам специальных исследований показывает, что

разница между ними составляет 0.52% (1.67—1.15), что, очевидно, и отражает долю воды в анализах за счет вторичных продуктов.

Σ (сумма окислов). По данным химических анализов (рис. 3) $\Sigma = 95.58 - 100.63\%$, при $n=172$ анализам $\bar{X} = 100.10\%$; по данным микрозонда $\Sigma = 94.40 - 100.67\%$, при $n=102$ определениям $\bar{X} = 98.2 \pm 1.80\%$. Однако следует иметь в виду, что в подсчет среднего по данным рентгеноспектрального анализа включены и те пробы, в которых не определялись K_2O , CaO и Na_2O . Содержание Na_2O , как ранее отмечалось, достигает 1.4%. С учетом полных анализов (78) \bar{X} становится равным 98.64%. Прибавив к выведенному среднему среднее содержание H_2O ($98.64 \pm 1.15 = 99.79\%$) и вычтя эту сумму из теоретической суммы (100%), мы получим остаток, равный 0.21%. Естественно, что в эти пределы должны уложиться все не определяемые микрозондом элементы.

F (железистость). Для целей отбраковки анализов этот параметр не пригоден. Среди природных образцов известны как крайние по железистости, так и крайние по магниальности кордиериты. В целом, по дан-

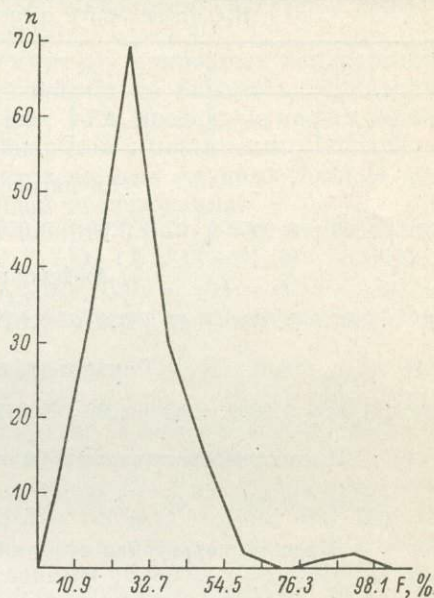


Рис. 4. Распределение кордиеритов по железистости F по данным микрозонда.

ным 162 анализам, частота встречаемости высокая для разновидностей с $F=20-30\%$ (рис. 4).

Таким образом, на основании 108 рентгеноспектральных определений (полных и частных) для кордиеритов выведены следующие 95%-е доверительные интервалы и предельные содержания окислов (в %): $SiO_2 = 45.82 - 51.54$, $Al_2O_3 = 31.36 - 35.04$, $TiO_2 \leq 0.1$, $CaO \leq 0.2$, $K_2O \leq 0.1$, $Na_2O \leq 1.4$. Из известных к настоящему времени 180 химических анализов только 20 укладываются в эти пределы. Причем большая часть проб отбраковывается по калию, кальцию, кремнезему и глинозему. Если учесть, что основные включения в кордиеритах — кварц, плагиоклаз и биотит, то повышенные значения перечисленных выше элементов и их разброс становятся понятными. В связи с малым общим количеством химических анализов ограничения по TiO_2 , CaO и K_2O пришлось несколько увеличить, доведя их до 0.3, 0.4 и 0.2 вес.% соответственно. При принятых пределах количество анализов становится равным 153. Из них на фацию двупироксеновых гнейсов приходится 27, амфиболитовую — 41, эпидото-амфиболитовую — 63 (в том числе на высокотемпературную субфацию — 48, низкотемпературную — 15), на роговикит и ксенолиты — 22.

Из рассмотренных ранее элементов кремнезем, алюминий, магний, железо, железистость и вода распределяются по близкому к нормальному закону. Средние (\bar{X}) и дисперсии (S) для них, согласно выделенным генетическим типам кордиеритов, даны в таблице.

Si. Кремнезем в пересчете на кристаллохимическую формулу имеет пределы колебания 4.96—5.01. При этом значимые различия устанавливаются (по t -критерию) между кордиеритами амфиболитовой фации и эпидото-амфиболитовой ($t=2.00 > t_{05}=1.98$), двупироксеновой и эпидото-

амфиболитовой ($t=2.3 > t_{05}=1.99$), а также амфиболитовой и высокотемпературной субфации эпидото-амфиболитовой фации ($t=2.9 > t_{05}=1.99$; $t_{01}=2.64$). Что же касается двупироксеновой и амфиболитовой фаций, низкотемпературной и высокотемпературной субфаций эпидото-амфиболитовой фации, то здесь различия не достоверны. Максимальных

Средние содержания (\bar{X}) и стандартные отклонения (S) Si, Al (в ат. кол.), H_2O (в вес.%) и железистость F в кордиеритах

Si			Al			F			H ₂ O		
n	\bar{X}	S^2	n	\bar{X}	S^2	n	F	S^2	n	\bar{X}	S^2
Двупироксеновая фация											
27	4.96	0.0053	27	3.98	0.0062	27	21.3	95.22	41	0.98	0.1082
Амфиболитовая фация											
41	4.97	0.0061	41	3.99	0.0085	41	28.8	80.43	11	1.49	0.0687
Эпидото-амфиболитовая фация											
63	5.00	0.0069	63	4.00	0.0125	63	26.6	43.89	26	1.30	0.0692
Высокотемпературная субфация эпидото-амфиболитовой фации											
48	5.01	0.0061	48	3.99	0.0122	48	26.4	51.37	5	1.39	0.0569
Низкотемпературная субфация эпидото-амфиболитовой фации											
15	4.96	0.0083	15	4.05	0.0106	15	27.0	21.45	7	1.13	0.0853
Роговики и ксенолиты											
22	4.99	0.0047	22	3.98	0.0106	22	39.6	188.08	Данных нет		

значений Si достигает в высокотемпературной субфации эпидото-амфиболитовой фации. В целом содержание кремнезема в кордиеритах с повышением степени метаморфизма, за исключением низкотемпературной субфации эпидото-амфиболитовой фации, понижается.

Al. Количественные вариации алюминия в кордиерите составляют 3.97—4.05. Причем низкотемпературные кордиериты по отношению к высокотемпературным являются более глиноземистыми (см. таблицу). Однако достоверные отличия устанавливаются только между двупироксеновой фацией и низкотемпературной субфацией эпидото-амфиболитовой фации ($t=3.4 > t_{05}=2.02$; $t_{01}=2.7$), а также между низкотемпературной и высокотемпературной субфациями ($t=2.00 > t_{05}=1.99$) эпидото-амфиболитовой фации.

Железистость. Различия по железистости значимы для кордиеритов двупироксеновой фации и амфиболитовой ($t=3.1 > t_{05}=2.00$; $t_{01}=2.66$), двупироксеновой и роговиков ($t=5.4 > t_{05}=2.01$; $t_{01}=2.68$; $t_{001}=3.50$), амфиболитовой и роговиков ($t=3.3 > t_{05}=2.00$; $t_{01}=2.66$) и эпидото-амфиболитовой и роговиков ($t=4.3 > t_{05}=1.99$; $t_{01}=2.64$; $t_{001}=3.42$). Для других подразделений кордиериты обнаруживают близкую железистость.

H₂O. Закономерности поведения воды в кордиеритах для условий прогрессивного метаморфизма рассмотрены в настоящем сборнике (стр. 91). Здесь же отметим, что из 73 удовлетворительных анализов (учтены только

породы регионального метаморфизма) пределы колебания H_2O составляют 0.56—1.90%. С повышением степени метаморфизма содержание воды в кордиеритах сначала растет, в амфиболитовой фации достигает максимальных значений, а при переходе к фации двупироксеновых гнейсов опять понижается (см. таблицу). При этом значимые различия устанавливаются между двупироксеновой фацией и амфиболитовой ($t = 5.4 > t_{05} = 2.01$, $t_{01} = 2.68$, $t_{001} = 3.50$), амфиболитовой и эпидото-амфиболитовой ($t = 2.03 > t_{05} = 2.02$), а также между амфиболитовой и низкотемпературной субфацией эпидото-амфиболитовой фации ($t = 2.60 > t_{05} = 2.10$).

Таким образом, обработка данных по химизму природных кордиеритов показывает, что K_2O , CaO и TiO_2 практически не входят в структуру рассматриваемого минерала, а если входят, то в предельно малых количествах. Реальность существования кордиеритов с повышенным содержанием любого из названных выше элементов во всех случаях должна доказываться с применением точных методов исследования.

Выведенные из рентгеноспектральных данных 95%-е доверительные интервалы по SiO_2 ($\bar{X} \pm 2S = 45.82 - 51.84\%$), Al_2O_3 ($\bar{X} \pm 2S = 31.36 - 35.04\%$), а также предельные количества для $TiO_2 \leq 0.3$, $CaO \leq 0.4$ и $K_2O \leq 0.2\%$ для других аналитических методов могут служить показателем чистоты анализируемого материала.

Зависимость химизма природных кордиеритов от $P-T$ -условий является для Si , Al , F и H_2O . Железистость кордиеритов с повышением степени метаморфизма либо повышается (переход от эпидото-амфиболитовой и амфиболитовой фаций к роговикам), либо понижается (переход к гранулитам). Сложная связь также устанавливается между $P-T$ и содержанием воды в кордиеритах. Полученные закономерности говорят о том, что вплоть до амфиболитовой фации региональный метаморфизм идет не только с ростом температуры, но и давления, главным образом P_{H_2O} . Что же касается Al_2O_3 и SiO_2 , то вариации для них менее выразительны, но и они заслуживают особого внимания. Прежде всего представляет интерес понижение глиноземистости кордиеритов с увеличением степени метаморфизма.

ЛИТЕРАТУРА

- Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы, т. 1. М., «Мир», 1965.
Fediuk F. Cordierite in the Moldanubikum Gneisses. Kristalinikum, 1971, v. 7.
Leake B. E. Compilation of chemical analyses and physical constants of natural cordierites. — Amer. Min., 1960, v. 45.
Schreyer W. Synthetische und natürliche Cordierite II. — N. Jb. Mineral. Abh., 1965, v. 103, № 1.

Г. Г. ЛЕПЕЗИН, И. К. КУЗНЕЦОВА, Л. В. АГАФОНОВ

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПОВЕДЕНИЯ ВОДЫ В КОРДИЕРИТАХ ПРИ ПРОГРЕССИВНОМ МЕТАМОРФИЗМЕ

В последние годы возрос интерес к кордиериту прежде всего как к минералу — индикатору термодинамических условий минералообразования. Большое значение придается и «проблеме воды в кордиеритах». Содержание H_2O в кордиерите, судя по литературным данным, колеблется в пределах 0.3—3.6 вес. % (отдельные определения еще более

высокие). Однако если исходить из предположения, что вся вода находится в открытых каналах кордиерита, то ее максимальное количество в минерале не должно существенно превышать 3 вес.%. Тогда образцы с большим содержанием H_2O являются измененными и содержат богатые водой вторичные продукты (на это явление обращалось внимание при описании аномальных проб). Кордиериты с аномально высоким содержанием воды встречаются в основном в гранитах и пегматитах. Так, например, в замещенных кордиеритах из бердичевских гранитов количество воды достигает 10 вес.%(Ивантишин, 1953; Доброхотов, 1964, и др.).

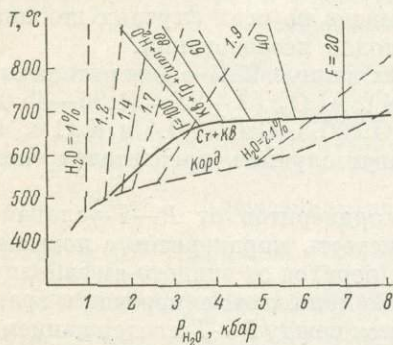


Рис. 1. Кривые постоянного содержания H_2O (Schreyer, Yoder, 1964) и постоянной жесткости F (Richardson, 1968; Currie, 1971) кордиеритов.

Корд — нижняя граница устойчивости кордиерита (Seifert, Schreyer, 1970); Ст+Кв — верхняя граница устойчивости ставролита с кварцем (Richardson, 1968).

Вместе с тем необходимо отметить, что имеются кордиериты, содержание H_2O в которых ниже 1 вес.%. Особо чистые кордиериты — водяные сапфиры — используются даже в ювелирных целях. Сопоставляя измененные кордиериты с большим количеством воды и свежие его разновидности, бедные водой, некоторые исследователи считали, что H_2O вообще не входит в структуру минерала, а целиком принадлежит вторичным продуктам. Однако последующие экспериментальные исследования В. Шраера и Х. Иодера (Schreyer, Yoder, 1964) показали, что вода не только входит в каналы кордиерита, но и обнаруживается четкая зависимость ее вхождения в минерал от условий опыта. Причем в отличие от других водных минералов, где по тем или иным соображениям можно предполагать корреляцию содержания H_2O главным образом с температурой, в кордиеритах ее количество определяется в основном величиной P_{H_2O} . Иными словами, на P — T -диаграмме кривые постоянного содержания воды имеют крутой, почти вертикальный положительный наклон (рис. 1). В упомянутой работе приведены составы синтетических магнезиальных разновидностей с содержанием H_2O от 0 до 2.75 вес.%. Решая в целом положительно «проблему воды в кордиеритах», эти данные представляют интерес также для использования кордиерита и в качестве показателя водного давления метаморфических процессов.

Данные о химическом составе природного кордиерита противоречивы. Из-за постоянного присутствия в минерале вторичных продуктов, по-

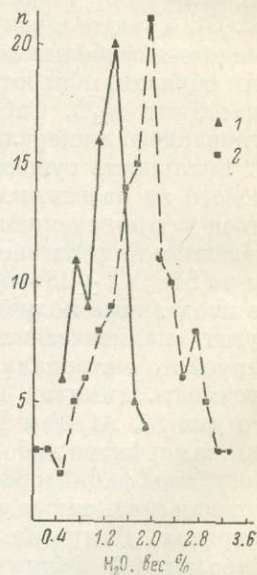


Рис. 2. Содержание воды в природных кордиеритах.

1 — результаты авторов; 2 — по литературным данным.

сторонних включений и т. д. картина распределения воды в нем в целом представляется искаженной. Прежде всего остается открытым вопрос о максимальном содержании воды в кордиерите, неясны также общие закономерности поведения воды в минерале в условиях прогрессивного метаморфизма. Для ответа на поставленные вопросы проанализировано содержание воды (методом Пенфильда) в 60 образцах (минерал отобран под бинокляром и частично на электромагните СИМ-1, чистота мономинеральной фракции контролировалась рентгенометрически и ИК спектроскопически).

Содержание воды в кордиеритах из регионально метаморфических пород различных фаций

Фация	T _{нижн.} град.	T _{верхн.} град.	T _{ср.} град.	Содержание воды, вес.%					
				миним- маль- ное	максим- маль- ное	сред- нее	S ²	n	
Эпидото-амфи- болитовая	зона Б	500	600	550	0.56	1.48	1.13	0.0853	7
	зона В	600	660	630	1.12	1.83	1.39	0.0569	5
	зона Г	660	680	670	1.22	1.90	1.51	0.0745	8
	в целом	500	670	585	0.56	1.83	1.30	0.0691	26
Амфиболитовая Двупироксеновая	670	750	710	1.22	1.90	1.49	0.0686	11	
	750	1000	875	0.43	1.51	0.98	0.1082	41	

¹ Различия в выборках значимы.

Сопоставление полученных нами результатов изучения распределения H₂O в кордиеритах с литературными данными показывает, что максимальное количество воды в исследованных пробах менее 2 вес.%, в то время как по опубликованным данным наибольшее ее содержание выходит далеко за пределы 3 вес.% (рис. 2). В сторону больших величин на кривой 2 (рис. 2) смещено также наиболее вероятное значение содержания H₂O.

Изучено распределение воды в кордиерите из метаморфических пород различных фаций: эпидото-амфиболитовой, амфиболитовой и двупироксеновой. Наиболее детально исследован кордиерит из пород эпидото-амфиболитовой фации.

Породы эпидото-амфиболитовой фации (на примере тонгулакского комплекса) расчленены на три зоны (Б, В и Г). Метаморфизм пород тонгулакского комплекса в целом протекал в условиях повышенных давлений андалузито-силлиманитового типа со следующей схемой минеральных превращений (Лепезин, 1972): Kв+Хл+Му (зона А) → Би+Корд+Гр+H₂O (зона Б), Му+Корд+Гр → Kв+Ст+Би+H₂O (внутри зоны Б), Му+Корд+Ст (зона Б) → Kв+Силл-Анд+Би+H₂O (зона В), Kв+Му+Ст → Би+Гр+Силл+H₂O (внутри зоны В) и Kв+Ст (зона В) → Корд+Гр+Силл+H₂O (зона Г).¹ Максимум метаморфизма этого района находится за пределами верхней границы устойчивости ставролита с кварцем, но не выходит из поля стабильности мусковита с кварцем. В связи с этим парагенезисы зоны Г характеризуют область, переходную от эпидото-амфиболитовой к амфиболитовой фации.

¹ Kв — кварц, Хл — хлорит, Му — мусковит, Би — биотит, Корд — кордиерит, Гр — гранат, Ст — ставролит, Силл — силлиманит, Анд — андалузит.

Средние, минимальные и максимальные значения содержания воды в кордиеритах из пород различных фаций метаморфизма, а также каждой из трех зон пород эпидото-амфиболитовой фации с учетом литературных данных (Кицул и др., 1971) представлены в таблице. Здесь приведены ориентировочные температурные границы ($T_{\text{ни.зп}}$ и $T_{\text{верх}}$) всех рассматриваемых подразделений.

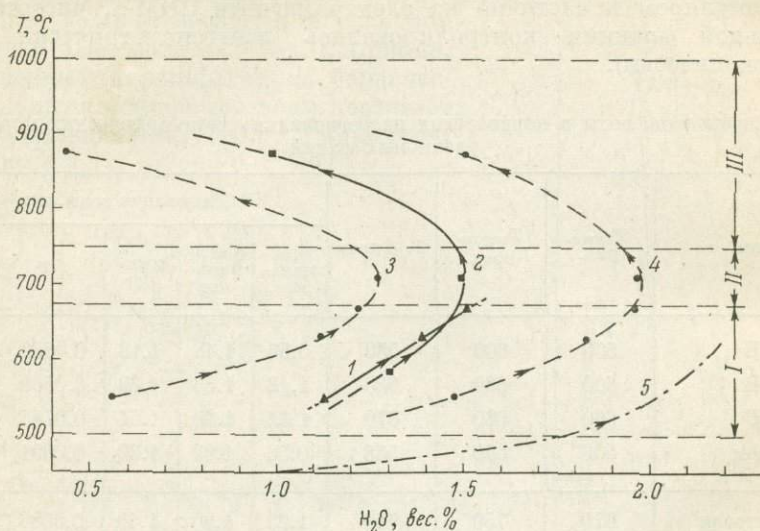


Рис. 3. Закономерности поведения воды в кордиеритах при прогрессивном метаморфизме.

Кордиериты: 1 — из пород тонгулакского комплекса; 2 — из метаморфических пород в целом по фациям (по средним значениям); 3—4 — то же, но с учетом минимальных и максимальных значений; 5 — синтетические. Фации: I — эпидото-амфиболитовая; II — амфиболитовая; III — двупироксеновая.

На рис. 3, по данным таблицы, построено несколько кривых, показывающих количественную зависимость содержания H_2O в кордиеритах от температуры. Кривая 1 получена для тонгулакского комплекса и отражает закономерности распределения воды в кордиерите из пород эпидото-амфиболитовой фации. Видно, что с повышением степени метаморфизма (от зоны Б к В и далее к Г) содержание воды в кордиеритах не уменьшается, как это типично для других содержащих воду минералов, а увеличивается.

Кривая 2 (рис. 3) отражает зависимость содержания H_2O в кордиеритах от T для всей температурной области регионального метаморфизма, включая эпидото-амфиболитовую, амфиболитовую и двупироксеновую фации. С переходом от первой фации ко второй и далее к третьей количество воды в кордиеритах сначала растет (как и в первом случае), в амфиболитовой фации достигает максимума и далее при переходе к фации двупироксеновых гнейсов резко понижается. По существу те же закономерности прослеживаются на кривых 3 и 4 (рис. 3), построенных с учетом минимальных и максимальных значений (см. таблицу).

Кривая 5 (рис. 3) иллюстрирует максимальное насыщение магнезиального кордиерита водой. Она построена по экспериментальным данным (Schreyer, Yoder, 1964; Seifert, Schreyer, 1970).

Из сопоставления полученных кривых видно, что все они в низкотемпературной области имеют положительный наклон, т. е. наблюдается сходная картина распределения H_2O в кордиерите. Поскольку количество воды в этом минерале растет с увеличением P_{H_2O} и уменьшением

T при явном преобладании первого фактора (см. рис. 1), то можно сделать вывод, что метаморфизм пород тонгулакского комплекса протекал не только с повышением температуры (см. приведенные выше реакции), но и с повышением давления воды (см. таблицу). Эти закономерности повторяются и на низкотемпературном отрезке кривой 2 (рис. 3), которая учитывает результаты по кордиеритам других районов и является по существу среднестатистической для кордиеритов из пород регионального метаморфизма в целом.

Установленные закономерности увеличения количества воды в кордиерите при переходе от низкотемпературных зон и фаций к высокотемпературным (от зоны Б к Г и от эпидото-амфиболитовой фации к амфиболитовой) легко объяснимы с позиций модели регионального метаморфизма с флюидным сверхдавлением (Добрецов и др., 1974). В этой модели предполагается повышение давления воды на прогрессивной стадии метаморфизма вплоть до анатексиса, после чего P_{H_2O} должно быстро падать за счет поглощения воды возникшим при метаморфизме расплавом. Отсюда становится понятным и перегиб кривых 2, 3 и 4 на рис. 3, совпадающий по температуре с температурой амфиболитовой фации и минимальной температурой плавления гранитов.

Затрагивая «проблему воды в кордиеритах», нельзя не остановиться еще на одной особенности рассматриваемого минерала, а точнее на соотношении линий постоянного содержания воды с линиями постоянной его железистости в дивариантных ассоциациях. В дивариантных ассоциациях особое значение обычно придается парагенезису $Kв + Корд + Gr + Силл$ как возможному геологическому барометру (Коржинский, 1940; Бобривич, Соболев, 1957; Хлестов, 1964; Маракушев, 1965). Ранее предполагалось, что кривые постоянной железистости (кордиерита или граната) в этом парагенезисе имеют в координатах $T-P$ крутой положительный наклон. При чем кордиерит выступал в качестве высокотемпературной фазы, т. е. равновесие с участием перечисленных выше минералов записывалось с повышением температуры слева направо ($Kв + Gr + Силл = Корд$). Однако с учетом воды схема записи становится обратной и кордиерит переходит в низкотемпературную часть уравнения ($Корд = Kв + Силл + Gr + H_2O$), а это в свою очередь указывает на отрицательный наклон кривых постоянной железистости (Лепезин, 1969, 1972).

Справедливость выдвинутого положения убедительно доказывается и результатами экспериментальных исследований (Hirschberg, Winkler, 1968; Richardson, 1968; Henson, Green, 1970; Currie, 1971). Несколько кривых постоянной железистости кордиерита приведены на рис. 1. Первая из них ($Корд_{100}$) изучена С. Ричардсоном (Richardson, 1968), остальные — К. Кюрри (Currie, 1974).

При анализе рис. 1 обращает на себя внимание тот факт, что кривые постоянного содержания воды в кордиеритах и линии постоянной его железистости имеют разный наклон (положительный для первых и отрицательный для вторых). Эти данные в принципе делают возможным использовать рассматриваемый минерал и для построения петрогенетической решетки. Однако для успешного решения этого вопроса необходимы дальнейшие экспериментальные исследования и в первую очередь изучение зависимости содержания воды от $P-T$ -условий для кордиеритов разной железистости.

ЛИТЕРАТУРА

Бобривич А. Б., Соболев В. С. Эклогитизация пироксеновых кристаллических сланцев архейского комплекса. — Зап. Всесоюзн. минер. общ., 1957, ч. 86, вып. 1.

Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Соболев Н. В., Хлестов В. В. Фации регионального метаморфизма высоких давлений. М., «Недра», 1974.

Доброхотов С. М. О кордиерите из бердичевского гранита. — Геол. журн. АН УССР, 1964, т. 24, вып. 1.

Ивантишин М. М. Замещение кордиерита в гранитах и пегматитах чудновско-бердичевского типа. — Геол. журн. АН УССР, 1953, т. 13, вып. 2.

Кицул В. И., Лазебник Ю. Д., Бровкин А. А., Сукнев В. С. Диаграмма для определения железистости кордиеритов. — ДАН СССР, 1971, т. 200, № 6.

Коржинский Д. С. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности. — Тр. ИГН АН СССР, 1940, вып. 12.

Лепезин Г. Г. Значение воды в кордиеритах при природном минералообразовании. — ДАН СССР, 1969, т. 186, № 3.

Лепезин Г. Г. Метаморфизм фации эпидотовых амфиболитов (на примере тонгулакского комплекса). М., «Наука», 1972.

Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., «Наука», 1965.

Хлестов В. В. Гранаты кордиеритсодержащих пород шарыжалгайского комплекса (Юго-Западное Прибайкалье). — ДАН СССР, 1964, т. 154, № 4.

Currrie K. L. The Reaction $3 \text{Cordierite} = 2 \text{Garnet} + 4 \text{Sillimanite} + 5 \text{Quartz}$ as a Geological Thermometer in the Opinicon Lake Region, Ontario. — Contr. Miner. and Petrol., 1971, № 33.

Henson B. S., Green D. H. Experimental data on coexisting Cordierite and garnet. — Phis. Earth. Planetary Interiors, 1970, № 3.

Hirschberg A., Winkler H. G. F. Stabilitatsbeziehungen zwischen Chlorit, Cordierit and Almandin bei der Metamorphose. — Contr. Miner. and Petrol., 1968, № 18.

Richardson S. W. Staurolite stability in part of the system Fe—Al—Si—O—H. — Petrol., 1968, № 9.

Schreyer W., Yoder H. S. The System Mg-cordierite—H₂O and related rocks. — Neues Jahrb. Miner. Abh., 1964, Bd. 101, H. 3.

Seifert F., Schreyer W. Lower Temperature Stability Limit of Mg Cordierite in the Range 1—7 kb Water Pressure: A Redetermination. — Contr. Miner. and Petrol., 1970, № 27.

И. Е. КУРЕНКИНА

ЖЕЛЕЗО-МАГНЕЗИАЛЬНЫЕ СЛЮДЫ ИЗ ЖИЛЬНЫХ СИЛИКАТНО-КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КУРСКОЙ МАГНИТНОЙ АНОМАЛИИ

В толще пород курской метаморфической серии (нижний протерозой) восточной части бассейна КМА встречаются жильные тела силикатно-карбонатного состава мощностью от нескольких сантиметров до 10 м и более. Мелкозернистая темно-серая порода лепидогранобластовой структуры состоит из карбонатов, преимущественно доломита (до 53%), щелочных амфиболов (рихтерита, реже Mg-арфведсонита, родусита, до 20%), слюды и ильменита в тонком сростании с гематитом (до 15%). В небольших количествах встречаются диопсид, тремолит, альбит, апатит, барит, магнетит, циркон, паризит, бастнезит.

Слюды относятся к числу главных породообразующих минералов, их содержание варьирует от 8.8 до 46.3%. Минерал образует прерывистые прослои с грубо параллельной ориентировкой чешуек и пластинок или скопления с хаотичным их расположением. Средний размер чешуек 0.2 мм.

Слюды обнаруживают различные оптические свойства (табл. 1), в частности различаются по окраске в шлифах и плеохроизму. Были выделены девять мономинеральных фракций слюд с различными физическими

свойствами.¹ По комплексу химических и оптических свойств различаются четыре разновидности слюд: зеленые флогопиты, красновато-коричневые, светло-оранжевые со слабым плеохроизмом или без него и красные флогопиты с обратной схемой абсорбции.

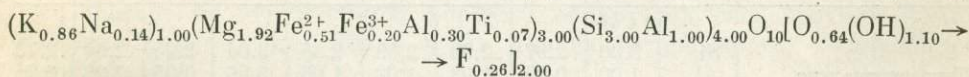
Зеленый флогопит встречается в форме мелких чешуйчатых или пластинчатых удлинённых зерен с плеохроизмом от зеленого или буровато-зеленого цвета до бледного зеленовато-желтого, $Ng \approx Nm > Np$, $(001) \wedge Ng' = 0^\circ$, $-2V = 2^\circ$, $Ng = 1.609 - 1.613$, $Np = 1.571 - 1.573$, плотность 2.91 г/см³.

Таблица 1

Физические свойства слюд

Свойства	Номера образцов								
	25	14	89	8	37	205	16	85	15
Плеохроизм:									
по Ng	Зеленый, буровато-зеленый	Красновато-бурый				Светло-оранжевый			Коричне- вато-жел- тый
по Np	Бледно-желтый	Бледно-желтый				Светло-оранже- вый до бледно- оранжевого			Ярко-крас- ный
Ng	1.609	1.614	1.616	1.618	1.618	1.620	1.626	1.620	1.633
Np	1.571	1.580	1.579	1.580	1.580	1.578	1.590	1.589	1.591
$(001) \wedge Ng'$, град.	0	2	4	2	2	2	4	4	6
$-2V$, град.	2	0	2	0	4	4	4	6	12
Плотность, г/см ³	2.91	3.02	3.04	3.02	2.98	2.97	3.03	2.94	3.04

Химический состав зеленого флогопита по сравнению с другими разновидностями отличается несколько повышенным содержанием алюминия и пониженным железа (табл. 2, обр. 25). Кристаллохимическая формула, рассчитанная по методу И. Д. Борнеман-Старынкевич (1964),



характеризуется насыщением тетраэдрических слоев только кремнием и алюминием.

Низкие показатели светопреломления, высокое содержание магния, отношение Si : Al, равное 3 : 1, позволяют отнести эту разновидность слюды к железистому флогопиту, несмотря на то что отношение $Mg : (Fe^{3+} + Fe^{2+} + Al_{VI} + Ti)$ ниже двух (1.78).

Красновато-коричневатый флогопит встречается наиболее часто. Он образует скопления удлинённых пластинок с параллельной ориентировкой. Плеохроизм от красновато-коричневого различных оттенков до бледно-желтого, $Ng \approx Nm > Np$. Иногда наблюдается неравномерная окраска с посветлением до розоватого или оранже-

¹ Разделение фракций производилось О. Г. Ряполовым по разработанной им методике (Ряполов, 1971).

вого цвета в центральных частях пластинок, $(001) \wedge Ng' = 2-4^\circ$, $-2V = 0-4^\circ$, плотность 2.98—3.04 г/см³.

Химический состав этой разновидности по сравнению с зеленым флогопитом отличается более низким содержанием глинозема, увеличением содержания двуокиси титана и железа (табл. 2, обр. 14, 89, 8 и 37). Кри-

Т а б л и ц а 2

Химический состав (в вес. %) слюд

Окислы	Номера образцов								
	25	14	89	8	37	205	16	85	15
SiO ₂	40.67	39.70	39.75	39.06	38.32	40.88	39.41	39.92	35.49
TiO ₂	1.35	2.20	1.34	3.21	2.70	1.91	0.75	1.20	0.99
Al ₂ O ₃	14.89	11.14	11.87	11.71	12.08	9.55	10.70	11.09	10.14
Fe ₂ O ₃	3.58	2.73	3.43	2.51	3.48	2.58	3.39	2.96	5.19
FeO	8.33	10.62	10.43	11.56	9.32	11.53	13.53	10.25	14.89
MnO	0.08	0.05	0.13	0.07	0.12	0.11	0.06	0.02	0.06
MgO	17.33	18.80	19.31	18.76	19.34	19.92	18.03	20.28	18.15
CaO	—	0.51	0.28	0.12	0.16	0.33	0.59	0.27	0.47
Na ₂ O	0.94	0.33	1.55	0.25	0.47	0.20	0.11	0.79	0.10
K ₂ O	9.15	9.64	8.31	10.03	9.59	9.88	9.93	9.95	9.65
H ₂ O	2.45	3.20	3.61	2.15	3.90	3.11	2.53	2.30	2.92
F	1.10	1.80	1.40	2.20	0.91	He опр.	3.20	3.10	1.90
Сумма	99.90	100.72	101.41	101.63	100.39	100.00	102.23	102.13	99.90
O~F ₂	0.46	0.76	0.59	0.92	0.38	—	1.34	1.30	0.80
Сумма	99.44	99.96	100.82	100.71	100.01	100.00	100.89	100.83	99.10

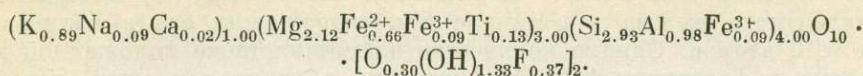
Примечание. Аналитики А. А. Зубрицкая, С. Я. Требукова (НИИКМА). Фтор определялся в спектральной лаборатории ИГЕМ АН СССР, аналитик Л. Ф. Копылова.

Т а б л и ц а 3

Кристаллохимические формулы слюд

Ионы	Номера образцов									
	25	14	89	8	37	205	16	85	15	
Тетраэдрические	{ Si	3.00	2.97	2.93	2.89	2.85	3.04	2.95	2.94	2.72
	{ Al	1.00	0.99	1.03	1.02	1.06	0.86	0.95	0.96	0.91
	{ Fe ³⁺	—	0.04	0.04	0.09	0.09	0.10	0.10	0.10	0.31
	{ Ti	—	—	—	—	—	—	—	—	0.06
Октаэдрические	{ Mg	1.92	2.10	2.12	2.06	2.15	2.17	2.01	2.24	2.06
	{ Fe ²⁺	0.51	0.67	0.65	0.71	0.58	0.70	0.85	0.63	0.94
	{ Fe ³⁺	0.20	0.11	0.15	0.05	0.12	0.03	0.09	0.06	
	{ Ti	0.07	0.12	0.08	0.18	0.15	0.10	0.05	0.07	
	{ Al	0.30								
Межпакетные	{ K	0.86	0.91	0.77	0.96	0.92	0.94	0.95	0.93	0.94
	{ Na	0.14	0.05	0.21	0.03	0.07	0.03	0.01	0.11	0.02
	{ Ca	—	0.04	0.02	0.01	0.01	0.03	0.05	0.02	0.04
Анионы	{ OH	1.10	1.21	1.43	1.18	1.51	1.74	1.07	1.08	1.54
	{ F	0.26	0.43	0.33	0.51	0.21		0.73	0.72	0.46
	{ O	0.64	0.36	0.24	0.31	0.28	0.26	0.20	0.20	
Mg : Fe ²⁺ +Fe ³⁺ +Al _{VI} +Ti _{VI}	1.78	2.34	2.41	2.19	2.53	2.61	2.04	2.95	2.19	

сталлохимические формулы образцов красновато-коричневых флогопитов аналогичны (табл. 3). Средний их состав может быть выражен общей формулой

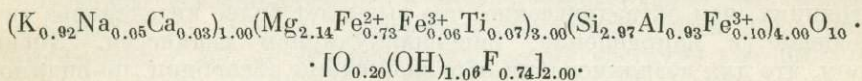


У всех образцов в четверной координации, кроме кремния и алюминия, находится около 20—50% трехвалентного железа. Весь титан располагается в октаэдрической позиции.

Светло-оранжевые флогопиты образуют оторочки на пластинчатых выделениях красновато-коричневого флогопита, но часто встречаются самостоятельные скопления. По форме выделений они не отличаются от красновато-коричневых флогопитов. Минерал имеет слабый, иногда едва заметный плеохроизм, $Ng \approx Nm \geq Np$, $(001) \wedge Ng' = 2-4^\circ$, $-2V = 4-6^\circ$, $Ng = 1.620-1.626$, $Np = 1.578-1.590$, плотность трех образцов варьирует в пределах 2.94—3.03 г/см³ (табл. 1).

Химический состав оранжевых флогопитов характеризуется пониженным содержанием глинозема по сравнению с описанными разновидностями и относительно высоким содержанием фтора (табл. 2, обр. 205, 16 и 85).

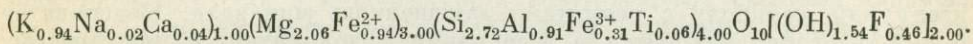
Кристаллохимические формулы флогопитов этой разновидности однотипы (табл. 3) и в среднем могут быть выражены в виде



Из формулы видно, что октаэдрические слои заполнены магнием, двухвалентным железом, титаном и небольшим количеством Fe^{3+} . Основная часть трехвалентного железа входит в тетраэдрическую позицию.

Красный флогопит обладает обратной схемой абсорбции. Минерал образует агрегаты с пластинчатой формой зерен, нередко с реликтовыми пятнами светло-оранжевого или красно-бурого флогопита. Флогопит этой разновидности имеет наибольшие углы оптических осей (-12°), погасания (6°) и наибольшие показатели светопреломления (табл. 1). Плотность красного флогопита 3.04 г/см³. По химическому составу красный флогопит отличается наименьшим содержанием кремнезема и глинозема и наиболее высоким количеством железа.

Пересчет на структурную формулу обнаружил своеобразное расположение ионов — весь титан и все трехвалентное железо размещаются в радикале:



Таким образом, исследованные слюды из силикатно-карбонатных жильных пород, развитых в железорудной протерозойской осадочно-метаморфической формации, относятся к железистым флогопитам. Химический состав слюд характеризуется высоким содержанием железа при резком преобладании Fe^{2+} над Fe^{3+} . При этом красный флогопит с обратной схемой абсорбции отличается наибольшим содержанием обеих форм железа и пониженным количеством кремния и алюминия.

По кристаллохимическому строению они образуют ряд от флогопита, у которого радикал имеет вид $(Si_{3.00}Al_{1.00})_{4.00}$, а в октаэдрическую позицию вместе с магнием и железом входят алюминий и титан, до флогопита, где все трехвалентное железо и весь титан входят в листовую радикал, а октаэдрические позиции заполнены только магнием и двухвалентным железом. Промежуточные разности содержат в радикале от

1/4—1/2 количества трехвалентного железа (вторая разновидность) до более половины (третья разновидность).

Атомное количество алюминия равно или несколько выше 1/3 количества кремния для слюд с нормальной абсорбцией, не содержащих трехвалентного железа в радикале или содержащих его в количестве менее 0.10 атомов. Однако количество алюминия ниже положенной для отнесения к флогопиту 1/3 части кремния в радикалах слюд, которые содержат заметное количество железа в четверной координации. Следует отметить, что не все слюды, содержащие железо в тетраэдрической позиции, обладают обратной схемой абсорбции. При количестве его в пределах 0.04—0.09 атомов появляются красноватые оттенки, но плеохроизм остается нормальным ($N_g > N_p$). Все три образца светло-оранжевых флогопитов с одинаковым количеством Fe_{IV}^{3+} (0.10) не имеют обратной абсорбции, хотя они аномальны в том отношении, что почти не плеохроируют. И только у флогопита с содержанием 0.31 атома железа в радикале (табл. 2, обр. 15) появляется обратная схема абсорбции ($N_p > N_g$). Аналогичная картина наблюдается среди флогопитов из карбонатитов Восточной Сибири (Чернышева, Гормашева, 1966). По данным О. М. Римской-Корсаковой и Е. П. Соколовой (1964), в радикал аномально плеохроирующих флогопитов из Ковдорского массива ультраосновных и щелочных пород входит 0.17—0.90 атомов трехвалентного железа. Авторы приходят к выводу, что обратная схема абсорбции связана с вхождением железа в тетраэдрические слои, находящиеся друг от друга на меньших расстояниях, чем октаэдрические, что вызывает более интенсивное светопоглощение в направлении, перпендикулярном спайности. Добавим к этому, что для возникновения обратной схемы абсорбции, по-видимому, необходим определенный минимум содержания железа, входящего в тетраэдры. Незначительное содержание Fe_{IV}^{3+} , в пределах 0.01—0.09 атомов, не влияет на характер светопоглощения слюд. При содержании железа в четверной координации в пределах 0.10—0.12 интенсивность поглощения световых лучей как в перпендикулярном, так и параллельном направлении спайности близка или одинакова. Такие слюды не плеохроируют, как это наблюдается для третьей разновидности описываемых флогопитов. При большем содержании трехвалентного железа в четверной координации у флогопита появляется обратная схема абсорбции.

Выделенные разновидности флогопитов отражают сложный многостадийный процесс формирования силикатно-карбонатных пород, возникших путем метасоматического воздействия на жильные породы ультраосновного—щелочного состава.

Зеленый флогопит относится к наиболее раннему из изученных флогопитов, сопровождается кальцитом и тремолитом и образуется по пироксену или амфиболу с реликтами замещенного минерала. Красноватобурый флогопит находится в ассоциации с доломитом и рихтеритом. Со светло-оранжевым флогопитом ассоциирует Mg-арфведсонит, а красный флогопит с обратной схемой абсорбции встречается вместе с родуситом. В мощных жилах можно наблюдать смену парагенезисов от контактов с вмещающими породами к центральным частям.

Кристаллизация флогопита в условиях дефицита алюминия способствовала замещению алюминия на Fe^{3+} в четверной координации. Это же обстоятельство, по-видимому, явилось причиной своеобразного состава щелочных амфиболов, сопутствующих флогопиту. Для них характерно низкое содержание алюминия, преобладание Fe^{3+} над алюминием, магния над железом, что роднит эти минералы со щелочными амфиболами из карбонатитов (Пожарицкая, 1962). Кристаллохимические формулы щелочных амфиболов, за исключением родусита, отличаются присутствием Fe^{3+} в радикале.

ЛИТЕРАТУРА

Борнеман-Старынкевич И. Д. Руководство по расчету формул минералов. М., «Наука», 1964.

Пожарицкая Л. К. Минералого-петрографические особенности карбонатов. — В кн.: Геология месторождений редких элементов, вып. 17. М., Госгеолтехиздат, 1962.

Римская-Корсакова О. М., Соколова Е. П. О железо-магнетизальных слюдах с обратной схемой абсорбции. — Зап. Всесоюзн. минер. общ., 1964, ч. 93, вып. 4.

Ряполов О. Г. Методика выделения мономинеральных фракций из карбонатов КМА. — В кн.: Новое о рудах КМА. Губкин, 1971.

Чернышева Е. А., Гормашева Г. С. О составе и свойствах слюд из карбонатов. — В кн.: Особенности петрологии, минералогии и геохимии карбонатов Восточной Сибири. М., «Наука», 1966.

В. А. ВАХРУШЕВ, А. Е. ВОРОНЦОВ, Д. К. АРХИПЕНКО, Т. Н. ГРИГОРЬЕВА

ХЛОРИТ ИЗ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Хлорит является важнейшим минералом руд и скарнов Коршуновского, Рудногорского, Краснояровского и других железорудных месторождений юга Сибирской платформы. Химический состав и возрастные взаимоотношения хлорита с сопутствующими минералами частично уже были освещены в литературе (Сердюченко, 1953; Павлов, 1961; Морковкина, 1964). Нами проведены дополнительные исследования хлорита с целью уточнения его химического состава и структуры.

Хлорит обычно находится в тонком сростании с магнетитом и одновременно образует прожилковые и друзовидные скопления. Хлоритовые и кальцито-хлоритовые прожилки мощностью от нескольких миллиметров до 10—12 см распространены во всех рассматриваемых месторождениях. Такие прожилки пересекают магнетитовые руды и скарны. Реже встречаются прожилки кварцево-хлоритового состава. Хлорит совместно с кальцитом входит в состав цемента брекчиевых магнетитовых руд. В магнетитовых рудах кавернозной текстуры крупнопластинчатые сростки хлорита наблюдаются на стенках пустот, устланных щетками перекристаллизованного магнетита. В этом случае совместно с хлоритом часто находятся кальцит и титанит. Правильные по форме кристаллики титанита прикреплены как к выступающим в сторону полостей граням друзовидного магнетита, так и к поверхности розетковидных сростков хлорита. Кристаллы бесцветного или светло-розового кальцита располагаются на поверхности магнетита, хлорита и титанита. Наконец, хлорит входит в состав оолитовых руд, где он выполняет мелкие друзовые пустотки в магнетитовом цементе и одновременно развивается метасоматически вдоль поверхностей раздела рудных оболочек оолитов. Взаимоотношения хлорита с сопутствующими минералами указывают на более позднее его отложение по сравнению с рудообразующим магнетитом.

Для исследования были отобраны образцы хлоритов из полостей и прожилков в магнетитовых рудах, из безрудных скарнов измененных трапповых пород (долеритов), а также из цемента брекчиевых и оолитовых разностей руд. Для 8 образцов хлорита Коршуновского, Рудногорского и Нерюндинского месторождений проведен химический анализ, 12 образцов изучены с применением рентгеновских и оптических методов.

Цвет хлорита бледно-зеленый, под микроскопом минерал бесцветен. $Nm=1.571-1.584$.

Химический состав (в вес.%) хлоритов

Оксиды	25	42	2005	1001	263	9
SiO ₂	29.93	30.88	30.59	28.55	29.78	29.17
TiO ₂	0.14	0.12	0.12	0.15	0.09	0.14
Al ₂ O ₃	19.40	17.96	18.69	20.86	19.05	21.22
Fe ₂ O ₃	1.37	1.43	1.02	1.14	1.58	1.80
FeO	1.56	1.94	2.42	4.26	1.56	4.03
MnO	0.02	0.02	0.02	0.04	0.02	0.03
MgO	33.98	33.69	33.62	30.76	33.73	30.40
CaO	0.14	0.70	0.14	1.36	1.12	0.25
П. п. п.	12.69	12.73	12.29	12.44	12.71	12.63
Сумма	99.23	99.47	98.91	96.56	99.64	99.67

Таблица 1 (продолжение)

Оксиды	1	2	3	4	431	527
SiO ₂	30.89	30.19	27.89	35.14	29.60	27.46
TiO ₂	0.05	0.06	0.46	0.15	0.19	0.25
Al ₂ O ₃	18.55	19.73	22.82	13.56	17.36	21.35
Fe ₂ O ₃	1.68	0.42	0.81	0.35	0.66	1.72
FeO	1.42	2.48	6.02	2.92	1.50	4.76
MnO	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0.07	0.006
MgO	33.74	33.37	29.76	35.56	35.45	30.81
CaO	Не обн.	Не обн.	1.39	0.19	1.60	1.60
П. п. п.	14.05	13.96	11.60	12.20	13.08	12.00
Сумма	100.38	100.21	100.75	100.07	99.51	99.95

Кристаллохимические формулы:

- Обр. 25 — $(Mg_{4.78}Fe_{0.13}^{2+}Fe_{0.10}^{3+}Al_{0.99})_{6.00}(Si_{2.83}Al_{1.17})_{4.00}[O_{9.92}(OH)_{8.08}]_{18.00}$,
 обр. 42 — $(Mg_{4.78}Fe_{0.16}^{2+}Fe_{0.10}^{3+}Al_{0.96})_{6.00}(Si_{2.94}Al_{1.06})_{4.00}O_{10}(O_{0.04}OH)_{7.96}]_{8.00}$,
 обр. 2005 — $(Mg_{4.77}Fe_{0.16}^{2+}Fe_{0.07}^{3+}Al_{0.97})_{6.00}(Si_{2.89}Al_{1.11})_{4.00}[O_{9.93}(OH)_{8.07}]_{18.00}$,
 обр. 1001 — $(Mg_{4.77}Fe_{0.37}^{2+}Fe_{0.04}^{3+}Al_{1.15})_{6.00}(Si_{2.77}Al_{1.23})_{4.00}[O_{9.96}(OH)_{8.04}]_{18.00}$,
 обр. 263 — $(Mg_{4.79}Fe_{0.12}^{2+}Fe_{0.11}^{3+}Al_{0.98})_{6.00}(Si_{2.84}Al_{1.16})_{4.00}[O_{9.93}(OH)_{8.07}]_{18.00}$,
 обр. 9 — $(Mg_{4.35}Fe_{0.32}^{2+}Fe_{0.13}^{3+}Al_{1.20})_{6.00}(Si_{2.80}Al_{1.20})_{4.00}O_{10}[O_{0.13}(OH)_{7.87}]_{8.00}$,
 обр. 1 — $(Mg_{4.77}Fe_{0.11}^{2+}Fe_{0.12}^{3+}Al_{1.00})_{6.00}(Si_{2.93}Al_{1.07})_{4.00}O_{10}[O_{0.05}(OH)_{7.95}]_{8.00}$,
 обр. 2 — $(Mg_{4.71}Fe_{0.20}^{2+}Fe_{0.03}^{3+}Al_{1.06})_{6.00}(Si_{2.86}Al_{1.14})_{4.00}[O_{9.95}(OH)_{8.05}]_{18.00}$,
 обр. 3 — $(Mg_{4.23}Fe_{0.48}^{2+}Fe_{0.06}^{3+}Al_{1.23})_{6.00}(Si_{2.66}Al_{1.34})_{4.00}O_{10}[O_{0.05}(OH)_{7.95}]_{8.00}$,
 обр. 4 — $(Mg_{4.96}Fe_{0.23}^{2+}Fe_{0.02}^{3+}Al_{0.79})_{6.00}(Si_{3.29}Al_{0.71})_{4.00}O_{10}[O_{0.10}(OH)_{7.90}]_{8.00}$,
 обр. 431 — $(Mg_{5.07}Fe_{0.12}^{2+}Fe_{0.05}^{3+}Al_{0.76})_{6.00}(Si_{2.79}Al_{1.21})_{4.00}[O_{9.60}(OH)_{8.40}]_{18.00}$,
 обр. 537 — $(Mg_{4.42}Fe_{0.38}^{2+}Fe_{0.12}^{3+}Al_{1.08})_{6.00}(Si_{2.65}Al_{1.35})_{4.00}[O_{9.89}(OH)_{8.17}]_{18.00}$.

Примечание. Коршунновское месторождение: обр. 25 — из хлорито-магнетитового прожилка во вкрапленной магнетитовой руде, $Nm = 1.575$; обр. 42 — из кварцево-хлоритового цемента в брекчиевой руде, $Nm = 1.578$; обр. 2005 — из хлорито-магнетитового прожилка во вкрапленной магнетитовой руде, $Nm = 1.578$; обр. 1001 — из хлорито-кварцево-кальцитового цемента в брекчиевой руде, $Nm = 1.577$; обр. 263 — из хлорито-магнетитового прожилка во вкрапленной магнетитовой руде, $Nm = 1.571$; обр. 9 — со стенок пустот в каверновой магнетитовой руде, $Nm = 1.584$; обр. 1 — из хлорито-магнетитовой породы в зоне скарна (Сердюченко, 1953); обр. 2 — из хлорито-кальцитовых образований (Сердюченко, 1953). Красноярковское месторождение: обр. 3 и 4 (Павлов, 1961). Рудногорское месторождение: обр. 431 — из зоны прогибания в скарнах в ассоциации с кальцитом, $Nm = 1.573$. Нерюндинское месторождение: обр. 537 — из прожилка в обломке измененного долерита, $Nm = 1.578$. Все образцы, кроме обр. 1—4, проанализированы в химической лаборатории Института геохимии СО АН СССР Г. С. Гармашевой. Nm измерены в монохроматическом свете. Показатели преломления иммерсионных жидкостей контролировались с помощью рефрактометра. Обнаруженный химическим анализом CaO связан с механической примесью кальцита (подтверждено рентгенографически). При пересчете на кристаллохимическую формулу CaO и соответствующее количество из п. п. п. исключалось на примесь кальцита. Кристаллохимические формулы хлоритов рассчитаны по И. Д. Борнеман-Старынкевич (1964) на 10 катионов. В обр. 25, 42, 2005, 1001, 263 и 9 Na₂O и K₂O не обнаружены, в остальных — не определялись.

В табл. 1 приведены химические анализы хлорита Коршуновского, Рудногорского и Нерюндинского месторождений по результатам наших исследований, а также все известные нам опубликованные химические анализы этого минерала из железорудных месторождений юга Сибирской платформы (Сердюченко, 1953; Павлов, 1961). Анализ хлорита А. Т. Сулова нами не приводится как явно недоброкачественный (проба содержала большую примесь постороннего материала, в частности карбонатов — 4.55 CaO).

Несмотря на то что образцы хлоритов отобраны из разных типов руд многих месторождений и разными исследователями, все они имеют очень близкий химический состав и относятся к магнетиально-глиноземному типу. Они характеризуются незначительным количеством окисного железа (меньше 2% Fe₂O₃) и, по классификации М. Хей (Heu, 1954), относятся к неокисленным хлоритам. По содержанию Al в тетраэдрическом положении хлориты попадают в поле клинохлора и отчасти пеннина. Любопытно, что высокая глиноземистость в одинаковой степени свойственна и тем хлоритам, которые встречаются среди пород, характеризующихся крайне незначительным содержанием глинозема (андрадитовые скарны и магнетитовые руды).

Параметры элементарной ячейки хлоритов рассчитаны по дебаеграммам: $c \sin \beta$ по отражениям (0.0.10) и (0.0.12), b — по (060), a — по (400). Результаты расчета параметров приведены в табл. 2.

Таблица 2

Параметры элементарной ячейки (в Å) хлорита

Номер образца	$a \pm 0.03$	$b \pm 0.03$	$c \sin \beta \pm \pm 0.005$
168	5.32	9.25	14.24
25	5.30	9.25	14.28
42	5.30	9.25	14.28
2005	5.31	9.27	14.27
5	5.29	9.25	14.20
75A	5.30	9.25	14.25

Примечание. Обр. 75A — хлорит из Рудногорского месторождения; остальные образцы — из Коршуновского месторождения.

Таблица 3

Структурные факторы хлоритов

Номер образца	Отражения					Ионы Fe в слое талька	Ионы Fe в слое брусита	Избыток ионов Fe в слое талька
	001	002	003	004	005			
168	7	22	35	56	36	Y/2	Y/2	0
25	11	30	40	59	35	(Y/2)−1/2	(Y/2)+1/2	−1
42	9	29	36	52	31	(Y/2)−1/4	(Y/2)+1/2	−1/2
2005	4	14	19	34	16	(Y/2)−1/4	(Y/2)+1/2	−1/2
2005	6	26	27	46	24	(Y/2)−1/4	(Y/2)+1/2	−1/2
7	9	29	38	57	24	(Y/2)−1/2	(Y/2)+1/2	−1
75A	5	22	31	48	33	Y/2	Y/2	0

Примечание. Условия съемки: УРС-50ИМ, CuK α , RC-4, 0,5 град./мин., 37 кв, 2 ма.

Значения $c \sin \beta$ определены по дифрактограммам монокристалльных пластинок. Обр. 2005 представляет собой смесь двух хлоритов, несколько отличающихся по химическому составу, что отражается в удвоении и изменении интенсивностей базальных рефлексов, параметры решетки которых незначительно отличаются по $c \sin \beta$, распределение ионов железа одинаково для обоих хлоритов.

Расчет интенсивностей рефлексов 00l проводился по отражениям от монокристаллов хлорита. Интегральная интенсивность оценивалась

по площади пика. Расчет структурных факторов хлоритов (табл. 3) проводился по формуле

$$I = \text{const } F^2 \left(\frac{1 + \cos^2 2\theta}{\sin 2\theta} \right).$$

Неодинаковое распределение ионов Fe и Mg между тальковым и бруситовым слоями обнаруживается по значению Fe для нечетного порядка отражений 00l. Сравнивая экспериментальные значения $F_{\text{экс}}$ с данными, приведенными в работе Г. Б. Брауна (1965), для исследуемых образцов хлорита получаем распределение ионов Fe в тальковых и бруситовых слоях (табл. 3).

В обр. 168 и 75А ионы Fe распределены равномерно между двумя октаэдрическими слоями, в обр. 42 и 2005 в тальковом слое расположено ионов Fe меньше, чем в бруситовом на 1/2, и, наконец, в обр. 25 и 7 наблюдается еще большая неравномерность распределения ионов Fe. Для выяснения генетической сущности неодинакового распределения ионов железа в структуре хлоритов, близких по своему химическому составу и условиям образования, требуются дополнительные исследования.

Следует отметить, что хлорит обычно находится в очень тонком сростании с магнетитом, чем и обусловлено повышенное содержание глинозема не только в рудах, но и в рудных концентратах.

ЛИТЕРАТУРА

Борнеман-Старынкевич И. Д. Руководство по расчету формул минералов. М., «Наука», 1964.

Браун Г. Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. М., «Мир», 1965.

Морковкина Н. Ф. Химические анализы изверженных горных пород и породообразующих минералов. М., «Наука», 1964.

Павлов Н. В. Магнетитовые месторождения района Тунгусской синеклизы Сибирской платформы. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Сердюченко Д. П. Хлориты, их химическая конституция и классификация. — Тр. Инст. геол. АН СССР, 1953, вып. 140.

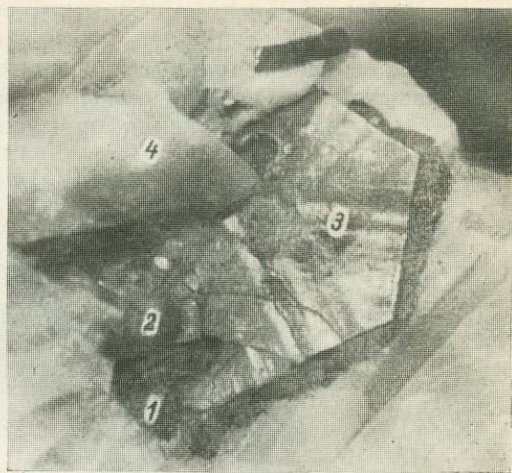
Ю. Н. НЕРАДОВСКИЙ, А. К. ЯКОВЛЕВА, Т. С. РОМАНОВА

СТИЛЬПНОМЕЛАН В ТУФОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ ПЕЧЕНГИ

Стильпномелан обнаружен в поздних гидротермальных кальцитовых жилах в экзоконтакте (0.5—2.0 м) рудоносного ультраосновного массива в западной части Печенгского рудного поля, а также в самих экзоконтактных оруденелых филлитовидных сланцах в виде отдельных чешуек. Ранее этот минерал отмечался В. Н. Макаровым в пределах Печенги в породах основного состава.

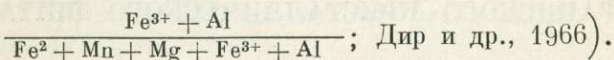
Гидротермальные жилы мощностью до 0.1 м пересекают сланцевые породы. Они сложены (в об. %): кальцитом (80—85), пирротином (10), кварцем (2—5) и стильпномеланом (0.1—0.5). Кальцит образует крупнозернистые агрегаты (зерна размером от 1 до 10 мм, в среднем 4—5 мм). Кварц распределен неравномерно и чаще в виде мелкозернистых агрегатов небольших размеров. Пирротин и стильпномелан предпочитают развиваться по границам кальцитовых зерен, а также по трещинам в них и реже около кварцевых агрегатов. Стильпномелан нарастает на идиоморфные кристаллы пирротина пинакоидального габитуса пластинчатого и таблитчатого облика (см. рисунок).

Стильпноомелан слагает тонкочешуйчатые (размер субиндивидов 0.01×0.08 мм и менее) коричневатого-оливково-зеленые с характерным жирным металлоидным блеском сферолитовидные агрегаты размером 1.5—2 мм. Они обычно обрастают (в виде каймы, чехла) грани призмы кристаллов пирротина, реже располагаются в кальците (по границам зерен). На гранях пинакоида кристаллов пирротина встречаются «прилипшие» разрозненные почки (микроконкреции) стильпноомелана размером 1—2 мм. Иногда в шлифах видно, что отдельные разобщенные и раздробленные пластинки пирротина частично цементируются стильпноомеланом. Но всегда границы соприкосновения этих двух минералов ровные, неизъеденные, прямолинейные. Скорее всего, стильпноомелан использует грани пирротина как механические поверхности нарастания.

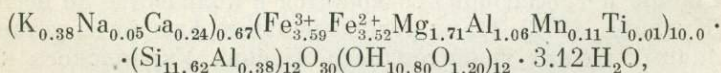


Стильпноомелан в кальците (4) обрастает грани призмы (1) и нарастает в виде почек (2) на грань пинакоида кристалла пирротина (3). Штуф, увел. 7.

В шлифах стильпноомелан плеохроирует от темно-зеленого по *Ng* до светло-бурого по *Np*. Минерал оптически отрицательный, $Np' = 1.590$, $Ng = Nm = 1.676$, двупреломление 0.086.¹ По оптическим свойствам состав минерала отвечает феррестильпноомелану (53% компонента



Химический состав изученного стильпноомелана (в вес. %): SiO_2 — 43.59, TiO_2 — 0.06, Al_2O_3 — 4.59, Fe_2O_3 — 17.91, FeO — 15.77, MnO — 0.50, MgO — 4.32, CaO — 0.85, Na_2O — 0.10, K_2O — 1.13, H_2O — 1.20, п. п. п. — 9.06, NiO — 0.04, CuO — 0.05, сумма — 99.17%. При пересчете на 22 катиона (Булах, 1967) получаем следующую кристаллохимическую формулу:



близкую к теоретической (Дир и др., 1966). По принятой номенклатуре (Hutton, 1938; Eggleton, 1972), разновидности минерала, обогащенные Fe^{3+} , относятся к феррестильпноомелану, а Fe^{2+} — к ферростильпноомелану. И хотя в формуле количества атомов двух- и трехвалентного железа почти равны, содержание феррестильпноомеланового компонента $\left(\frac{Fe^{3+} + Al}{Fe^{2+} + Mn + Mg + Fe^{3+} + Al} \right)$ равно 42%, т. е. ферростильпноомелановый компонент несколько преобладает.² Среди известных в литературе ана-

¹ Показатели преломления измерены Г. М. Нерадовской на плоском столике в белом свете, точность измерения ± 0.002 .

² Различие химического состава минерала по данным химического анализа и по оптическим свойствам, по-видимому, обусловлено низкой точностью диаграммы состав—оптические свойства для стильпноомелана.

лизов стильпноmelана (Лазаренко, 1954; Дир и др., 1966) такие соотношения двух- и трехвалентного железа очень редки. Следует отметить, что минерал оптически однороден и признаки появления второй фазы за счет окисления Fe^{2+} отсутствуют.

Рентгенограмма исследуемого образца³ аналогична эталонным для стильпноmelана (Михеев, 1957; Eggleton, 1972). Малая величина d_{001} , равная 11.9, позволяет определить изученный минерал как ферростильпноmelан (Eggleton, 1972).

Взаимоотношения минералов кальцитовых жил свидетельствуют о том, что стильпноmelан в основном образован из гидротермальных растворов путем свободного выполнения пространства.

ЛИТЕРАТУРА

Булах А. Г. Руководство и таблицы для расчета формул минералов. М., «Недра», 1967.

Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы, т. 3. М., «Мир», 1966.

Лазаренко Е. К. О стильпноmelане. — Минер. сб. Львовск. геол. общ., 1954, № 8.

Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. М., Гостеолтехиздат, 1957.

Eggleton R. A. The cristal structure of stilpnomelane Part II. The full cell. — Miner. Mag., 1972, v. 38, № 298.

Hü t t o n C. O. The stilpnomelane group of minerals. — Miner. Mag., 1938, v. 25.

Е. П. ГУРОВ, Е. П. ГУРОВА, Л. Г. ЛОГИНОВА, Ю. А. ЛАВИЦКАЯ

О РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ФЛЮОРИТАХ УКРАИНСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ЩИТА

Иттрофлюорит и церфлюорит являются редкими разновидностями флюорита, которые до последнего времени были известны в нескольких месторождениях мира (Дэна и др., 1953; Минералы, 1963). Минералогические исследования последних лет показали более широкое развитие редкоземельных флюоритов в составе некоторых метасоматических и магматических комплексов. В одной из разновидностей метасоматических пород Восточной Сибири иттрофлюорит содержится в количестве до нескольких процентов (Кудрина, 1972). Нами редкоземельные флюориты установлены в трех различных точках гранитоидного массива Украинского кристаллического щита (УКЩ). В связи с этим представляет интерес изучение свойств, состава и условий образования этих минералов.

Иттрофлюорит с содержанием суммы редких земель до 7.36% (9.6% TR_2O_3) развит в пегматитовой жиле среди порфиридных биотитовых гранитов массива. Минерал образует гнезда и кристаллы размером до 3 см в краевой части пегматитовой жилы между крупными блоками кварца и микроклина. Отдельные более мелкие кристаллы заключены в полевом шпате. Преобладают зерна неправильной формы, реже наблюдаются тетраэдрические кристаллы. Цвет иттрофлюорита светло-серый, серый. Наблюдаются многочисленные включения фторкарбонатов редких земель красного и коричнево-красного цвета размером до 2—3 мм. В их

³ Условия съемки: БСВ-2, Fe-излучение, $D=66$ мм, исправления по особому снимку смеси образца с NaCl. Линии в области малых углов получены на ДРОН-1, Си-излучение. Рентгенограммы рассчитаны Ю. П. Меньшиковым.

составе, по оптическим и рентгенометрическим данным, установлены бастнезит, паризит и итросинхизит.

Иттрофлюорит в пределах кристаллов и гнезд имеет неоднородное строение, выражающееся в изменении показателя преломления. Его показатель преломления колеблется от 1.4370 до 1.4445.¹ Каких-либо закономерностей в изменении показателя преломления минерала в пределах отдельных кристаллов и зерен не установлено. Преобладающим развитием пользуется разность иттрофлюорита с показателем преломления 1.4400—1.4420, содержание суммы редких земель в которой составляет 6.07% (7.36% TR_2O_3). Наиболее поздним является светло-фиолетовый флюорит, который образует прожилки в иттрофлюорите, замещает его вдоль контактов с другими минералами и вдоль трещин спайности. Показатель преломления светло-фиолетового флюорита 1.4350, содержание суммы редких земель 0.69%.

Для изучения состава иттрофлюорита были выделены его фракции с плотностью 3.45—3.42, 3.42—3.32 и 3.32—3.25 г/см³, а также поздний флюорит. Химический состав и некоторые свойства этих разностей (обр. 1—4) приведены в табл. 1. Устанавливается четкая зависимость величины показателя преломления и плотности иттрофлюорита от содержания в нем суммы редких земель. В связи с вхождением редких земель и иттрия в состав минерала в форме трехвалентных ионов, компенсация избыточного положительного заряда осуществляется с помощью дополнительных ионов фтора, что доказывается при пересчете химических анализов. Полученные по данным пересчета кристаллохимические формулы некоторых изученных редкоземельных флюоритов приведены в табл. 1. Возможность подобного типа компенсации доказана для синтетических флюоритов, активированных редкими землями (Феофилов, 1957; Merz, Pérshan, 1967; Александров, Гарашина, 1969, и др.). Для природных образцов иттрофлюорита компенсация избыточного положительного заряда трехвалентных редкоземельных ионов и иттрия также осуществляется дополнительными ионами фтора (Zintl, Udgard, 1939; Архангельская, 1970).

В одном из тел камерных пегматитов гранитного массива были встречены зональные кристаллы зеленого флюорита с повышенными содержаниями суммы редких земель. Зеленый флюорит кристаллизуется в пустотах пегматитового тела на поверхности крупных выделений микроклина. Форма кристаллов октаэдрическая или кубооктаэдрическая, размер кристаллов от 1—2 до 8—10 см. Кристаллы имеют зональное строение. Внутренняя зона — ядро кристаллов — сложено непрозрачным флюоритом с микровключениями итросинхизита. Размер включений около 0.01×0.02 мм, содержание их во флюорите от 8 до 25%. Показатели преломления итросинхизита: $N_e=1.748$, $N_o=1.650$; параметры ячейки: $a_0=6.94$, $c_0=9.00$ Å. Флюорит непрозрачной внутренней зоны имеет показатель преломления 1.4345—1.4350, что свидетельствует о содержании суммы редких земель до 1%.

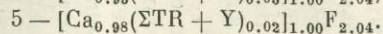
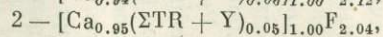
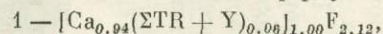
Ядро кристаллов окружено двумя концентрическими зонами зеленого прозрачного флюорита, граница между которыми представлена прослоем бурого непрозрачного вещества, состоящего главным образом из гематита и гетита. Для каждой зоны прозрачного флюорита установлено понижение показателя преломления от внутренних частей зоны к ее краям, что свидетельствует о понижении содержания суммы редких земель в каждой зоне. Показатель преломления для первой зоны изменяется от 1.4365—1.4375 в участках, прилегающих к непрозрачному ядру, до 1.4350—

¹ Все замеры показателей преломления флюоритов выполнены в монохроматическом свете ($\lambda=589$ нм) с точностью $\pm 0.0003-0.0005$.

Химический состав (в вес.%) редкоземельных флюоритов

Компоненты	Флюорит из пегматитов				Флюорит из камерных пегматитов					10	11	12
	1	2	3	4	5	6	7	8	9			
Ca	43.96	45.90	46.25	50.70	48.60	49.95	50.37	50.30	50.00	47.05	48.15	50.37
ΣTR + Y	7.87	6.07	4.97	0.69	2.90	1.57	0.75	0.46	1.47	5.83	3.04	0.73
Mn	0.06	—	0.03	—	0.05	0.02	Сл.	Сл.	—	—	0.05	0.08
Na	0.16	0.12	0.10	—	0.12	0.07	0.07	0.10	0.07	0.18	0.07	0.04
K	—	—	—	—	—	—	—	0.02	—	0.03	—	0.02
F	47.32	46.80	48.45	47.40	47.78	47.15	48.22	48.30	47.40	44.00	47.74	47.80
SiO ₂	0.91	0.66	0.51	0.69	0.30	0.31	0.23	0.30	0.13	0.30	0.73	0.34
Al ₂ O ₃	0.09	—	0.06	—	0.12	0.06	0.08	0.05	—	—	0.17	0.09
Fe ₂ O ₃	0.07	0.02	0.04	0.02	0.10	0.03	0.06	0.01	—	1.43	0.03	0.09
H ₂ O ⁻	—	0.15	0.12	0.04	0.08	Сл.	0.10	0.08	0.03	0.10	—	0.09
H ₂ O ⁺	0.03	—	0.02	—	0.02	0.03	0.03	0.02	—	0.50	0.04	0.03
P ₂ O ₅	—	0.06	—	0.06	—	—	—	—	—	—	—	—
SO ₃	—	0.42	—	Сл.	0.10	0.23	—	—	0.35	—	0.10	0.10
Сумма	100.47	100.20	100.55	99.64	100.14	99.43	99.96	99.63	99.45	99.50	100.12	99.77
N	1.4430	1.4410	1.4400	1.4350	1.4370	1.4358	1.4355	1.4345	1.4360	1.4400	1.4380	1.4350
N ₁	1.4420—	1.4405—	1.4390—	1.4345—	—	—	—	—	—	—	1.4370—	—
	1.4440	1.4418	1.4405	1.4355							1.4395	
a ₀ , Å	5.48	5.47	Не опр.	Не опр.	5.46	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	5.46	5.47	Не опр.

Кристаллохимические формулы:



Примечание. Обр. 1 — иттрофлюорит, фракция 3.45—3.42 г/см³; обр. 2 — иттрофлюорит, фракция 3.42—3.32 г/см³; обр. 3 — иттрофлюорит, фракция 3.32—3.25 г/см³; обр. 4 — поздний светло-фиолетовый флюорит; обр. 5, 6 — зональный флюорит из камерных пегматитов, внутренняя прозрачная зона; 5 — внутренняя часть зоны, 6 — краевая часть зоны; обр. 7, 8 — то же, внешняя прозрачная зона; 7 — внутренняя часть зоны, 8 — краевая часть зоны; обр. 9 — незональный флюорит из камерных пегматитов; обр. 10 — церфлюорит из пегматоидных прожилков (Гуров и др., 1971); обр. 11 — редкоземельный зональный флюорит из Южного Казахстана; обр. 12 — флюорит из Центрального Казахстана. Химики-аналитики И. И. Горда и А. А. Швакова. Пределы изменений показателей преломления N₁ даны для образцов флюорита с непостоянными свойствами.

1.4355 в краевых частях. Для внешней зоны показатель преломления флюорита соответственно меняется от 1.4350—1.4360 до 1.4340—1.4345. Понижение содержания редких земель в пределах этих зон флюорита подтверждается данными химического анализа (табл. 1) и составляет для внутренней прозрачной зоны от 2.90 до 1.57% (обр. 5 и 6) и для внешней зоны — от 0.75 до 0.46% (обр. 7 и 8). По данным изучения температур гомогенизации первичных газо-жидких включений в прозрачном флюорите внешних зон кристаллов, минимальная температура его кристаллизации составляет 490—460° С.

В камере одного из пегматитовых тел были встречены незональные октаэдрические кристаллы прозрачного зеленого флюорита. Показатель преломления его равен 1.4360, содержание суммы редких земель составляет 1.47% (табл. 1, обр. 9). Температура гомогенизации первичных газо-жидких включений в этом флюорите равна 480—450° С.

Еще одна разность редкоземельного флюорита установлена в пегматоидных прожилках, секущих равномернозернистые биотитовые граниты массива. Этот редкоземельный флюорит отличается существенно цериевым составом редких земель и может быть отнесен к церфлюориту (Гуров и др., 1971). Церфлюорит распространен в краевых частях маломощных пегматоидных прожилков и в зоне их контакта с вмещающими породами. Он представлен зернами неправильной формы или несовершенными кубическими кристаллами. Цвет минерала в свежем состоянии от бледно-желтого до бледно-розового. При процессах вторичного изменения он приобретает красный цвет в связи с замещением его микрозернистыми массами гетита и некоторых других минералов. Показатель преломления церфлюорита равен 1.4400, плотность 3.32 г/см³. Содержание суммы редких земель составляет 5.83% (табл. 1, обр. 10).

Для сопоставления были изучены два образца флюорита из Казахстана с повышенными содержаниями суммы редких земель, любезно предоставленные авторам для исследования В. И. Степановым.

Зеленый флюорит из кварцевых прожилков и грейзенизированных пород Южного Казахстана представлен октаэдрическими и кубооктаэдрическими кристаллами размером 6—12 мм. Минерал полупрозрачный, часть кристаллов зональна, причем зональность макроскопически наблюдается в чередовании слоев различной прозрачности. Зональное строение флюорита наиболее отчетливо проявляется в ультрафиолетовом свете: внешние зоны кристаллов обладают более интенсивной фотолюминесценцией. Более тонкая зональность наблюдается в иммерсионных препаратах части зональных кристаллов. Она выражена в чередовании прослоев (зон роста) с различными показателями преломления. Мощность подобных прослоев составляет 0.002—0.010 мм. Показатель преломления флюорита равен в среднем около 1.4380, колебания его для отдельных зон составляют от 1.4360 до 1.4405. Содержание суммы редких земель в этом флюорите равно 3.04% (табл. 1, обр. 11).

Желтый флюорит из Центрального Казахстана образует включения в кварце и мономинеральные прожилки в сланцеватых грейзенизированных породах. Он наблюдается в виде зерен неправильной формы размером 2—6 мм. Показатель преломления флюорита равен 1.4360, содержание суммы редких земель равно 0.73% (табл. 1, обр. 12).

Состав редких земель в описываемых флюоритах приведен в табл. 2. Расшифровка состава редких земель проводилась методом эмиссионного спектрального анализа при непосредственном испарении в дуге постоянного тока навесок мономинеральных фракций флюоритов весом 50—100 мг. Спектры фотографировались на спектрографе ДФС-13 с решеткой 600 шт./мм (Логинова, Малашкина, 1972).

Состав редких земель (в вес.%) в флюоритах

Элементы	Обр. 1	Обр. 2	Обр. 3	Обр. 4	Обр. 5	Обр. 7	Обр. 9	Обр. 10	Обр. 11	Обр. 12
La	4.58	4.43	4.46	3.47	13.11	5.50	7.94	12.72	3.22	2.11
Ce	10.04	9.83	8.92	6.03	25.28	10.31	18.83	32.38	6.57	3.70
Pr	1.63	1.39	1.64	Сл.	3.48	1.78	2.72	3.71	0.73	—
Nd	7.53	6.88	5.35	2.38	11.85	6.20	10.87	12.23	5.37	2.17
Sm	3.01	2.29	2.16	Не опр.	2.84	2.95	3.34	2.72	2.95	1.54
Eu	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Gd	3.76	4.59	3.05	2.76	3.00	4.47	3.34	2.72	4.70	3.39
Tb	0.63	0.74	0.64	—	0.47	0.68	0.42	—	0.81	—
Dy	3.58	3.93	3.27	2.34	1.89	4.12	2.93	4.08	4.30	2.54
Ho	1.00	1.07	0.79	0.83	0.60	1.10	0.75	0.95	1.34	0.69
Er	3.76	4.92	4.16	2.64	2.37	3.43	2.93	5.27	4.97	1.80
Tu	0.75	0.82	0.74	0.57	0.49	0.68	0.57	3.74	1.13	0.30
Yb	4.34	4.10	3.20	2.91	2.53	3.26	2.93	2.11	6.17	2.17
Lu	0.75	0.90	0.71	0.60	0.52	0.65	0.63	0.44	1.34	0.36
Y	54.64	54.11	60.96	75.47	31.57	54.87	41.80	16.93	56.40	79.23
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Sc	—	—	—	—	—	—	—	—	0.0048	0.001
$\frac{\Sigma TR_{Ce}}{\Sigma TR_Y}$	0.37	0.33	0.29	0.14	1.30	0.37	0.78	2.00	0.23	0.11

Примечание. Номера образцов соответствуют номерам образцов в табл. 1. Анализы выполнены спектральным методом в ИМГРЭ АН СССР, аналитик Ю. А. Лавицкая.

В составе редкоземельных флюоритов из пегматитов Украины (табл. 1 и 2, обр. 1—3) иттрий и редкие земли иттриевой группы преобладают над редкими землями цериевой группы. Содержание иттрия в них составляет 54.64—60.96% от суммы редких земель. Понижение содержания суммы редких земель в этих флюоритах сопровождается накоплением в них иттрия

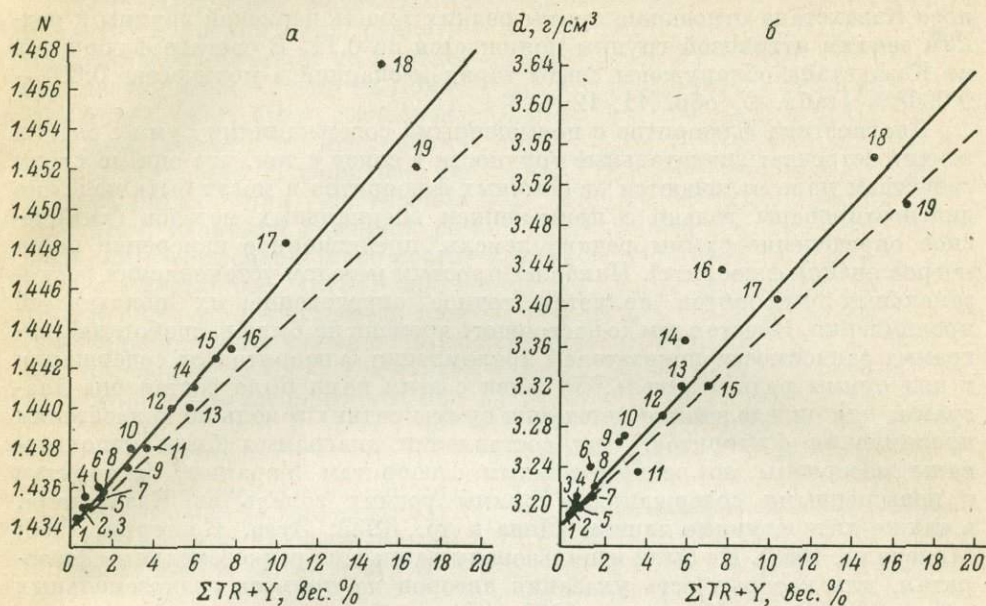


Рис. 1. Диаграммы зависимости показателя преломления (а) и плотности (б) редкоземельных флюоритов от содержания в их составе суммы редких земель и иттрия.

Пунктиром показан характер зависимости показателя преломления и плотности от суммы $TR_2O_3 + Y_2O_3$. Номера образцов те же, что и в табл. 1. 1 — зеленый флюорит из пегматитов УКЩ, обр. 8; 2 — светло-фиолетовый поздний флюорит из пегматитов УКЩ, обр. 4; 3 — желтый флюорит из Центрального Казахстана, обр. 12; 4 — зеленый флюорит из пегматитов УКЩ, обр. 7; 5 — розовый флюорит из камерных пегматитов УКЩ с содержанием суммы редких земель 0.82%; 6 — незональный зеленый флюорит из пегматитов, обр. 9; 7 — изумрудно-зеленый флюорит из камерных пегматитов Казахстана; 8 — зеленый зональный флюорит из пегматитов УКЩ, обр. 6; 9 — то же, обр. 5; 10 — зеленый зональный флюорит из Южного Казахстана, обр. 11; 11 — флюорит из пегматитов УКЩ с содержанием суммы редких земель 3.76%; 12 — редкоземельный флюорит из пегматитов УКЩ, обр. 3; 13 — перфлюорит из пегматитов УКЩ, обр. 10; 14 — иттрофлюорит из пегматитов УКЩ, обр. 2; 15 — иттрофлюорит из Хундхольмена, по Замбонини (Дэна и др., 1953); 16 — иттрофлюорит из пегматитов УКЩ, обр. 1; 17 — иттрофлюорит из Хундхольмена, по Замбонини (Дэна и др., 1953); 18 — иттрофлюорит из Хундхольмена, по Фогту (Минералы, 1963); 19 — иттрофлюорит из Средней Азии (Зув, Костерин, 1960, обр. 2).

и редких земель иттриевой группы. Наиболее высокое относительное обогащение иттрием устанавливается для позднего светло-фиолетового флюорита, развивающегося по редкоземельному флюориту (табл. 2, обр. 4). Скандий в этих образцах не установлен.

В составе зеленых зональных флюоритов из камерных пегматитов устанавливается повышение содержания иттрия и редких земель иттриевой группы по направлению от центра кристаллов к их краям. Изменение состава редких земель в двух зонах кристалла (табл. 2, обр. 5 и 7) выражается в понижении содержания лантана от 13.11 до 5.50%, церия от 25.28 до 10.31%, празеодима от 3.48 до 1.78%. При этом во внешней зоне кристалла происходит увеличение содержания редких земель иттриевой группы, и содержание иттрия увеличивается от 31.57 до 54.87%. Состав редких земель в зеленом незональном флюорите из камерных пегматитов довольно близок к их составу во внутренней зоне зонального кристалла (табл. 2, обр. 9).

Наиболее высокое содержание церия и редких земель цериевой группы наблюдается в составе церфлюорита (табл. 2, обр. 10). Отношение суммы редких земель цериевой группы к сумме редких земель иттриевой группы и иттрия в нем равно 2.0.

Изученные образцы флюорита из Казахстана имеют существенно иттриевый состав редких земель, причем в желтом флюорите из Центрального Казахстана отношение суммы редких земель цериевой группы к редким землям иттриевой группы понижается до 0.11. В составе флюоритов из Казахстана обнаружены следы тория и скандий в количестве 0.001—0.0048% (табл. 2, обр. 11, 12).

Диагностика флюоритов с повышенными содержаниями суммы редких земель встречает значительные трудности в связи с тем, что они по своим свойствам мало отличаются от обычных флюоритов и могут быть надежно диагностированы только с применением специальных методов (химическое определение суммы редких земель, прецизионное измерение параметров ячейки флюорита). Наиболее простым методом установления редкоземельных флюоритов является точное определение их показателей преломления. Вместе с тем до настоящего времени не была разработана диаграмма зависимости показателей преломления флюоритов от содержания в них суммы редких земель.² В связи с этим нами была составлена диаграмма для определения содержания суммы редких земель по показателям преломления флюоритов. При составлении диаграммы были использованы материалы по редкоземельным флюоритам Украины, флюоритам с повышенными содержаниями суммы редких земель из Казахстана, а также литературные данные (Дэна и др., 1953; Зуев, Костерин, 1960; Минералы, 1963). Не были использованы данные по редкоземельным флюоритам, для которых есть указания авторов на примесь редкоземельных минералов (Зуев, Костерин, 1960, анализ 1), а также по флюоритам, в которых определение суммы редких земель выполнено спектральным методом (Кудрина, 1972).

На диаграмме (рис. 1, а) виден линейный характер зависимости показателя преломления флюоритов от содержания суммы редких земель и иттрия. По данным диаграммы, повышение содержания иттрия и редких земель в минерале на 1% вызывает повышение показателя преломления на 0.0012 или 0.012 на 10%. При содержании суммы редких земель более 15% наблюдается значительное отклонение точек от прямой.

Для определения характера зависимости показателя преломления флюоритов от содержания в них редких земель кроме графического метода был использован метод наименьших квадратов (Зельдович, Мышкис, 1967). Определенный этим методом коэффициент зависимости показателя преломления от суммы редких земель также составляет 0.0012. Кроме того, по использованным данным было вычислено значение показателя преломления чистого беспримесного флюорита. Полученный результат (1.4338) близок к показателю преломления чистого флюорита по справочным данным, что служит подтверждением достоверности использованных данных.

Вхождение редкоземельных ионов в состав флюорита вызывает повышение его плотности. На диаграмме (рис. 1, б) показана зависимость плотности флюоритов от содержания в их составе суммы редких земель и иттрия. Повышение содержания суммы редких земель в минерале на 1%, по данным диаграммы, вызывает повышение его плотности на

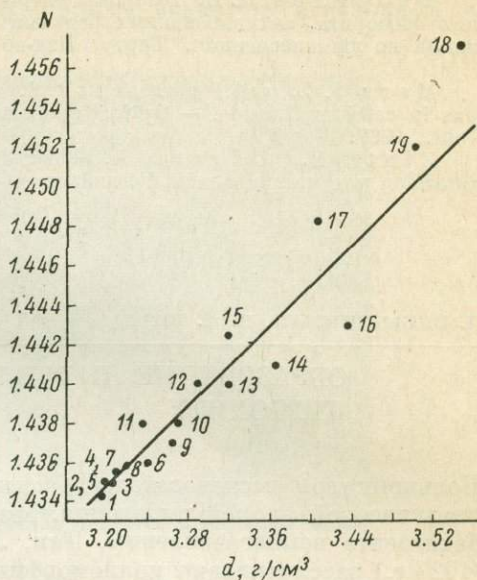
² Попытка В. Н. Зуева и А. В. Костерина (1960) составления подобной диаграммы не увенчалась успехом в связи с тем, что они не располагали достаточным количеством данных.

0.023 г/см³, а по методу наименьших квадратов — на 0.022 г/см³. Повышение плотности редкоземельных флюоритов связано с изоморфным замещением ионов кальция более тяжелыми ионами редкоземельных элементов без существенных изменений структуры и параметров кристаллической решетки.

Для выяснения зависимости показателя преломления редкоземельных флюоритов от их плотности по формуле Глэдстона-Дэйла (Бацанов, 1959) была вычислена удельная рефракция этих минералов. Для всех флюоритов, использованных при построении диаграмм, величина удельной рефракции является довольно постоянной и составляет 0.133 ± 0.004 . Вместе с тем устанавливается слабая тенденция к понижению удельной рефракции от 0.136 для чистого флюорита и флюоритов с низ-

Рис. 2. Диаграмма зависимости показателя преломления редкоземельных флюоритов от их плотности.

Номера точек те же, что на рис. 1.



ким содержанием суммы редких земель до 0.129 для флюоритов с содержанием суммы редких земель свыше 10%. На рис. 2 видна прямая зависимость показателя преломления флюоритов от их плотности. Отклонения отдельных точек от прямой, вероятно, связаны с неточностями в определении плотности и показателей преломления.

Точное измерение показателя преломления и плотности флюоритов из пегматитовых, метасоматических и высокотемпературных гидротермальных месторождений вместе с использованием предлагаемых диаграмм позволяет устанавливать редкоземельные флюориты и определять содержание в них суммы редких земель. Применение этих диаграмм позволило авторам установить в метасоматических породах Украины редкоземельные флюориты с содержанием суммы редких земель до 19.0%.

В заключение авторы пользуются случаем выразить благодарность М. Б. Чистяковой, В. И. Степанову, И. С. Василишину и В. И. Панченко за предоставленные образцы флюорита.

ЛИТЕРАТУРА

- Александров В. Б., Гарашина Л. С. Новые данные о структуре твердых растворов $\text{CaF}_2\text{—TRF}_3$. — ДАН СССР, 1969, т. 189, № 2.
 Архангельская В. В. О структуре распада твердого раствора в природном редкоземельном флюорите. — ДАН СССР, 1970, т. 195, № 6.
 Бацанов С. С. Структурная рефрактометрия. М., 1959.
 Гуров Е. П., Гурова Е. П., Марченко Е. Я. Первая находка чистого флюорита на Украине. — ДАН УССР, 197, № 4.
 Дэна Дж. Д. и др. Система минералогии. Том 2, полутом 1. М., ИЛ, 1953.
 Зельдович Я. Б., Мышкис А. Д. Элементы прикладной математики. М., 1967.
 Зуев В. Н., Костерин А. В. Иттрофлюорит из месторождений Средней Азии. — Труды ИМГРЭ, 1960, вып. 4.
 Кудрина М. А. Связь минеральных форм фторидов с рудоносностью редкометаллических метасоматитов. — В кн.: Особенности детального картирования и геологи-

ческой оценки редкометалльных месторождений, связанных с щелочным метасоматозом в среде метаморфических толщ. М., 1972.

Логина Л. Г., Малашкина М. М. Определение редкоземельных элементов в минеральном сырье методом спектрального анализа. — В кн.: Редкометалльные месторождения, их генезис и методы исследования. М., «Недра», 1972.

Минералы. Справочник, том II, вып. 1. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Феофилов П. П. Природа центров люминесценции в кристаллах искусственного флюорита, активированных редкими землями. — В кн.: Материалы 5-го совещания по люминесценции. Тарту, Изд-во АН Эстон. ССР, 1957.

Merz J. L. and Pershan P. S. Charge Conversion of irradiated Rare Earth ions in calcium fluoride. — Optical properties of ions in crystals, N. Y., Interscience Publ., 1967.

Zintl E., Udgard A. Über die Mischkristallbildung einigen salzartigen Fluoriden von verschiedenem Formeltypus. — Zs. anorg. Chem., 1939, v. 240.

Л. В. БЫЛИНСКАЯ, Н. А. ПЕРЕЦ

ОБРАЗОВАНИЕ БАДДЕЛЕИТА ПО МЕТАМИКТНОМУ ЦИРТОЛИТУ

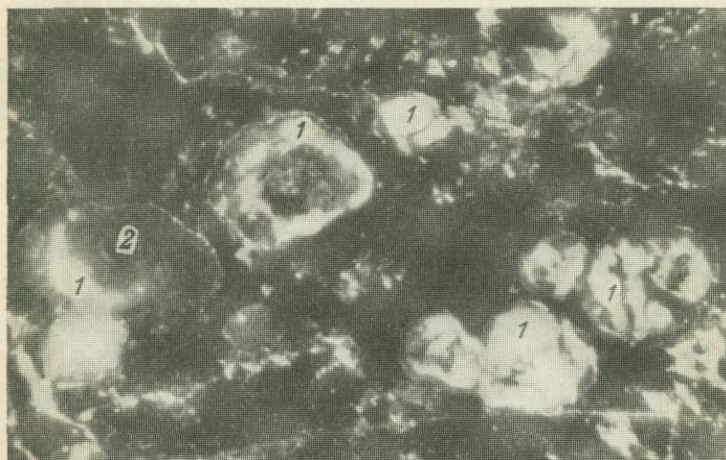
Большинством исследователей бадделеит относится к минералам с кристаллической формой выделения. Имеющиеся сведения о колломорфном бадделеите немногочисленны. Так, Л. А. Алексеев и Е. Е. Костылева (1927 г.) рассматривают колломорфный бадделеит под названием «циркон-фавас». Р. Р. Франко и Ловенштейном (Franco, Loewenstein, 1948) и вслед за ними Э. У. Хейнрихом (1962) приводят характеристику бадделеита, ассоциирующего с мелкокристаллическим цирконом в щелочных породах Бразилии. По мнению этих авторов, бадделеит и циркон образовались путем выпадения из щелочных растворов: первым бадделеит, а затем путем замещения бадделеита сформировался циркон (или по крайней мере часть его).

Авторами установлено образование колломорфного бадделеита в виде псевдоморфоз по колломорфному циртолиту, слагающему прожилки мощностью до 5 см в эффузивных породах щелочного состава (Перец, Былинская, 1969). Прожилки имеют симметричное зональнополосчатое строение с чередующимися полосами почковидных и колломорфных выделений циртолита и настурана. Призальбандовые участки прожилков сложены массивным циртолитом, далее следует зона чередования колломорфных циртолита и настурана, и, наконец, центральная часть выполнена микроклином и хлоритом (тюрингитом) с встречающимися здесь изолированными глобулами циртолита. Бадделеит развивается по контакту циртолита с микроклино-хлоритовыми агрегатами, причем более глубоко проникает в темно-бурые наиболее разложенные (метамиктные) разности циртолита. Отдельные глобулы циртолита, находящиеся в микроклино-хлоритовой массе, нацело замещены бадделеитом (см. рисунок). При образовании псевдоморфоз бадделеита по циртолиту сохраняются текстурные особенности замещенного минерала. Так, в колломорфном циртолите бадделеит развивается в виде комков, сгустков, пятен, а в почковидном — по зонам роста и в виде корочек, чередуясь с незамещенным настураном.

Бадделеит окрашен в кремовый и светло-серый цвет, матовый, с раковистым изломом, полупрозрачный, фарфоровидный. Отражение 19.2%, погасание тонкоагрегатное, двупреломление низкое, показатель преломления 1.78—1.80. Твердость 526—658 кг/мм² (5.7—6.1 по шкале Мооса),

плотность 3.896. Физические свойства изученного минерала типичны для бадделеита (Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов, 1964). Полуколичественным спектральным анализом в этом бадделеите установлены (в %): Y — 0.1, Ce — 0.3—0.1, Mn, V, Hf, Ba и Yb — 0.03—0.01, Cu, Pb, Sc и Be < 0.003.

По данным рентгенометрического анализа, бадделеит в исходном со-



Образование псевдоморфоз бадделеита (1) по глобулям цирколита (2), заключенных в хлоритовую массу. Прозрачный шлиф, увел. 20.

стоянии слабо раскристаллизован. После прокаливания в течение 30 мин. появляются новые линии и отчетливо фиксируется структура бадделеита (см. таблицу).

Изученный нами бадделеит развивается по колломорфным агрегатам метамиктного цирколита на контакте с калишпато-тюрингитовыми прожилками. Как известно (Ахманова, Леонова, 1961), в метамиктных ми-

Результаты расчета рентгенограмм бадделеита

В исходном состоянии		После прокаливания при 900° С		По В. И. Михееву (1957)		В исходном состоянии		После прокаливания при 900° С		По В. И. Михееву (1957)			
I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$		
5	3.140	8	3.142	3	3.667	2	1.832	5	1.837	6	1.845		
			2.96	10	3.159			8	1.803		6	1.807	
4	2.832	8	2.819	8	2.829	3	1.803	1	1.774	5	1.690		
			2.678					6	1.693			5	1.654
3	2.608	5	2.620	6	2.611	2	1.652	6	1.652	5	1.607		
		4	2.520	4	2.535			4	1.628				
		1	2.420	3	2.329	3	1.539	1	1.602	2	1.607		
		2	2.310					1	1.580				
		4	2.190	5	2.201	7	1.536	4	1.538	4	1.507		
		2	2.01	4	2.003			7	1.536			3	1.507
		1	1.979	1	1.937	4	2.003	3	1.539	2	1.447	2	1.447
		4	1.937							5	1.418		

Примечание. Условия съемки: камера РКД, Fe-излучение, U = 35 кв, I = 12 ма. Аналитик Г. А. Сидоренко (ВИМС).



Рис. 1. Кальцито-сколитовая порода радиальнолучистой текстуры. Образец, увел. 6.

1 — сколит; 2 — кальцит; темное — гидроокислы марганца и железа.



Рис. 2. Зональное строение агрегата сколита (1), находящегося в сростаниях с пиритом (темное) и кальцитом (2). Шлиф, без анализатора, увел. 30.

Результаты расчета дебаеграммы сколита

Сибирь		Алтай (Соколова, 1962)			
I	d/n	I	d/n	I	d/n
8	10.09	4р	10.1	5	10.2
		2р	(5.6)	2р	5.51
4	4.93	5	4.96	5	4.95
8	4.47	7	4.49	7	4.47
		1	4.37	1	4.32
2	4.04	1	4.10	1	3.97
7	3.62	4р	3.66	6	3.63
8	3.31	5	3.31	7	3.31
		1	3.20	1	3.19
7	3.04	3	3.07	5	3.06
2	2.88				2.85
3	2.83	3	2.82	4ш	2.82
2	2.65	4	2.592	6	2.584
10	2.56	10	2.562	10	2.554
2	2.46	2р	(2.481)	1р	(2.484)
6	2.38	5	2.383	6ш	2.378
2	2.25	5	2.248	4	2.246
2	2.19	3р	2.195	2р	2.193
4	2.14	4шр	2.137	4ш	2.145
					2.130
5	1.982	5	1.992	5	1.989
					1.970
1	1.946	2р	1.947	2шр	1.943
1	1.872	1р	1.880	2р	1.879
3	1.815	2р	(1.814)	3р	(1.813)
1	1.712	2	1.696	3	1.695
7	1.659	7	1.656	8	1.654
2ш	1.641	4ш	1.644	4ш	1.641
					1.626
1ш	1.585	2	1.596	1	1.592
				1	1.538
				1	1.519
9	1.504	10	1.500	10	1.499
		1	1.482	2	1.480
1	1.437	4р	1.429	3р	1.426
				1	1.396
1ш	1.377	2р	(1.374)	2р	(1.372)
		3	1.350	3	1.348
4	1.337	3	1.335	4	1.334
8	1.301	7	1.297	8ш	1.296
		1ш	1.270	3р	1.265
4	1.248	6	1.248	6	1.248
1	1.222	3р	1.222	3	1.220
3	1.198	1р	1.198	2р	1.198
		2р	1.183		1.177
			1.155	1	1.162
		1п		1	1.147
			1.126	1р	1.126
2	1.106	3р	1.114	3р	1.113
1ш	1.067	1р	1.071		0.072
				2п	1.062
1ш	1.051	1р	1.055	2п	1.053
					1.045
1	1.036	2	1.030	2	1.030
		5ш	1.009	3ш	1.009
		1р	1.992	1р	1.994
		6р	1.979	7шр	0.978

Примечание. Условия съемки: камера РКД-57.3, Fe-излучение.

Таблица 2

Параметры элементарной ячейки сколита, глауконита и мусковита в (кХ)

Минерал	a (±0.01)	b (±0.01)	c (±0.02)	β (±30')
Сколит из Сибири (в Å)	5.24	9.006	10.11	101°20'
Сколит (Соколова, 1962)	5.21	8.99	10.19	101 38
То же	5.21	9.00	10.19	101 27
Глауконит (Соколова, 1962)	5.22	9.06	10.23	101 37
Мусковит (Соколова, 1962)	5.21	9.04	20.08	95 50

Таблица 3

Химический состав (в вес.%) сколита

Компоненты	1		2	3	4
	вес.%	за вычетом примесей, приведенный к 100%			
SiO ₂	47.10	50.61	47.75	48.56	49.46
TiO ₂	0.67	0.71	0.21	0.58	0.42
Al ₂ O ₃	18.80	20.20	20.97	32.07	29.07
Fe ₂ O ₃	2.57	2.76	3.37	0.66	1.40
FeO	1.52	1.63	1.24	0.14	0.26
MnO	0.12	0.12	0.10	Сл.	0.02
MgO	3.22	3.45	3.22	2.04	2.84
CaO	8.13	4.45	4.45	0.43	0.06
K ₂ O	7.83	8.40	7.91	8.74	9.64
Na ₂ O	0.04	0.04	0.13	1.30	0.24
BaO	—	—	—	0.01	—
П. п. п.	—	—	—	4.60	5.13
H ₂ O ⁻	0.30	0.32	0.68	0.92	1.56
H ₂ O ⁺	6.70	7.19	6.61	—	—
F	1.30	—	1.27	0.18	—
S	—	—	—	0.02	—
CO ₂	1.97	—	2.14	—	—
Сумма	100.27	—	100.05	100.25	99.76
—F=O ₂	—0.54	—	—0.53	—	—
Сумма	99.73	—	99.52	—	—

Кристаллохимические формулы:

- 1 — $(K_{0.74}Na_{0.01}Ca_{0.25})_{1.00}(Al_{1.15}Mg_{0.36}Fe_{0.14}^{3+}Fe_{0.09}^{2+}Ca_{0.08} \cdot Mn_{0.07}Ti_{0.04})_{1.91}[Al_{0.5}Si_{3.5}O_{10}](OH)_2 \cdot 0.66H_2O$,
- 2 — $(K_{0.75}Na_{0.02}Ca_{0.03})_{0.80}(Al_{1.38}Mg_{0.35}Fe_{0.18}^{3+}Fe_{0.07}^{2+}Mn_{0.01} \cdot Ti_{0.01})_{2.00}[Al_{0.45}Si_{3.55}O_{10}](OH)_2 \cdot 0.64H_2O$,
- 3 — $(K_{0.74}Na_{0.16}Ca_{0.03}H_3O_{0.07})_{1.00}(Al_{1.70}Mg_{0.2}Fe_{0.07}Ti_{0.03})_{2.00} \cdot [Al_{0.76}Si_{3.21}O_{10}](OH)_2 \cdot 0.12H_2O$,
- 4 — $(K_{0.82}Na_{0.02}Ca_{0.01}H_3O_{0.15})_{1.00}(Al_{1.60}Mg_{0.25}Fe_{0.07}^{3+}Fe_{0.02}^{2+} \cdot Ca_{0.01}Ti_{0.02})_{2.00}[Al_{0.69}Si_{3.31}O_{10}](OH)_2 \cdot 0.27H_2O$.

Примечание. 1 — короткопризматические агрегаты (аналитик Г. А. Синюгина); 2 — длиннопризматические агрегаты (аналитик Л. М. Пурусова); 3 и 4 — данные авторов, 3 и 4 — результаты Е. П. Соколовой (1962). Кристаллохимические формулы даны в пересчете на 11 O, пересчет ан. 3 и 4 приведен по Е. П. Соколовой (1962).

$=1.628$, $Nm=1.621$, $Np=1.601$, $Nq-Np=0.027$. Для сколита характерны более высокое светопреломление и меньшее двуупреломление по сравнению с мусковитом.

Диагностика сколита подтверждена рентгенометрическим анализом, проведенным Г. А. Сидоренко (табл. 1). Отличительной особенностью минерала из месторождений Сибири является присутствие на его дебаграмме более четких отражений. Характерные для сколита широкие размытые линии появляются у него только в области больших углов θ .

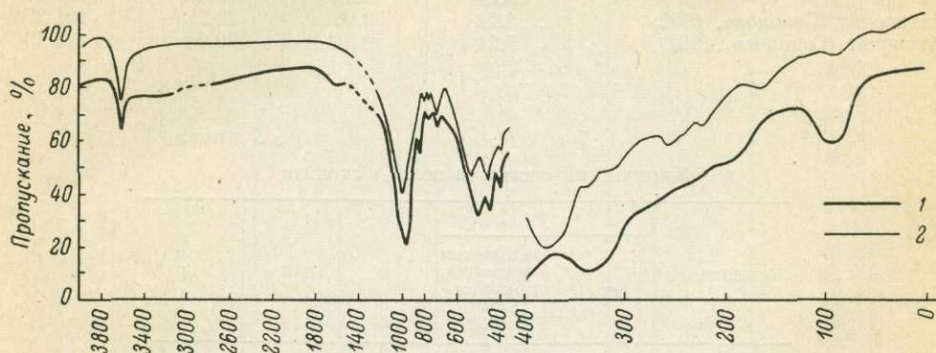


Рис. 3. Инфракрасные спектры сколита (1) и мусковита (2).

Параметры элементарной ячейки сколита (табл. 2) отвечают однослойной полиморфной модификации диоктаэдрических слюд 1M.¹ Исследуемый сколит характеризуется меньшими значениями угла моноклинности β и параметра c , чем у сколита, изученного Е. П. Соколовой (1962), и глауконита, что можно объяснить особенностями его химического состава. По этим параметрам он резко отличается от мусковита (табл. 2).

Химический состав агрегатов сколита различного облика и для сравнения химические анализы других сколитов приведены в табл. 3. Сколит из месторождений Сибири сильно отличается от изученного Е. П. Соколовой более низким содержанием глинозема, большим количеством магния, а также железа. Особенности химического состава изученного минерала подтверждают существование в этой группе минералов изовалентного замещения между $Al \rightarrow Fe^{3+}$. По содержанию глинозема сколит из Сибири близок к глаукониту из Палдиски (Соколова, 1962).

Количественным спектральным анализом в сколите обнаружено 0.034 вес. % VeO (на порядок выше, чем в замещаемом им везувиане — 0.004%).

ИК спектр сколита получен на ИК спектрофотометрах UR-20 (ГДР) в области $4000-400 \text{ см}^{-1}$ и на FIS-1 (Япония) в области $400-60 \text{ см}^{-1}$ (рис. 3). На спектрах присутствуют полосы поглощения 1040 и $535, 485, 430 \text{ см}^{-1}$, соответствующие валентным и деформационным колебаниям $(Si, Al)-O$, полосы $880, 830, 740$ и 700 см^{-1} — колебаниям $Si-O-Si$ и $Si-O-Al_{IV}$, полосы $350-320 \text{ см}^{-1}$ — колебаниям решетки минерала, полосы $3730, 930$ и 100 см^{-1} — колебаниям OH-групп, а $3400-1650 \text{ см}^{-1}$ — колебаниям H_2O (Shimoda, Brydon, 1971). Полос колебания группы оксония (H_3O) не обнаружено. Общий характер ИК спектра сколита аналогичен спектру мусковита и отличается от него наличием полос H_2O и смещением положения полос деформационных колебаний $(Si, Al)-O$ и ва-

¹ На одном из месторождений сколит представлен смесью слюд типа 1M и 2M, находящихся в тесном прорастании друг с другом.

лентных колебаний Si—O—Al_{IV} . Смещение указанных полос поглощения свидетельствует об изменении порядка в чередовании слоев в сколите по сравнению с мусковитом и обычно используется для диагностики смешаннослойных минералов.

Образование сколита на изученных месторождениях происходило в процессе околорудного изменения скарнов в условиях повышенной щелочности. Сколит замещал везувиан, по-видимому, одновременно с появлением анальцима по гранату. Этот процесс аналогичен образованию околорудных сколито-карбонатных метасоматитов на контактах медно-полиметаллических жил, залегающих в пропилитизированных андезитобазальтах (Гуниава, 1968), и свидетельствует о сравнительно низкотемпературных условиях формирования флюорито-редкометалльного оруденения.

Следует отметить, что сколит, по-видимому, имеет более широкое развитие, но этот минерал из-за трудности диагностики часто принимают за гидромусковит или фенгит.

ЛИТЕРАТУРА

Г у н и а в а В. Д. Сколитсодержащие околорудные метасоматиты Аджарского района. — Сообщение АН Груз. ССР, 1968, т. 50, № 3.

С о к о л о в а Е. П. Глиноземистые аналоги глауконита. — Рентгенография минерального сырья, № 2. М. Госгеолтехиздат, 1962.

S c h i m o d a S., B r y d o n J. E. Infrared studies of some interstratified minerals of mica and montmorillonite. — Clays and Clay Miner., 1971, v. 19, № 1.

РЕФЕРАТЫ

УДК 553.22 : 553.21

Динамика неизотермического метасоматоза и рудообразования при протекании параллельных, последовательных и параллельно-последовательных реакций. В е р и г и н Н. Н., Г о л у б е в В. С., Ш а р а п о в В. Н. В кн.: Минералы и парагенезисы минералов метасоматических и метаморфических горных пород. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, стр. 3—11.

Динамика неизотермического инфильтрационного метасоматоза характеризуется системой дифференциальных уравнений материального баланса растворенных компонентов, кинетики метасоматических реакций и уравнения конвективного теплопереноса. Получены и исследованы некоторые аналитические решения данной системы при предельных (начальных и граничных) условиях развития процесса. Характер зональности в метасоматической колонке зависит от порядка и типа реакций замещений. Рис. — 2, библи. — 9 назв.

УДК 548.535+552.161

Перекристаллизация карбонатных пород при контактовом метаморфизме. С и л а е в В. И. В кн.: Минералы и парагенезисы минералов метасоматических и метаморфических горных пород. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, стр. 11—18.

Изучение контактового метаморфизма карбонатных пород на Центральном Пай-Хое указало на проявление контактовых породок спекания и перекристаллизации с укрупнением кристаллов, которые ведут, с одной стороны, к резкому снижению пористости пород, а с другой — к росту вертикальности агрегата. Перекристаллизация контактовых пород сопровождается «чистой» кристаллизацией карбоната от примесей (глинистые частицы, углеродное вещество), которые большей частью скапливаются в межзерновых промежутках. Интенсивность проявления перекристаллизации зависит от количества примесей в исходных породах. Рис. — 3, библи. — 17 назв.

УДК 552.321 : 552.162

Особенности контактово-метаморфических и метасоматических пород, связанных с гранитоидными формациями Северного Казахстана. М а р и н Ю. Б. В кн.: Минералы и парагенезисы минералов метасоматических и метаморфических пород. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, стр. 19—25.

Приводится краткая сравнительная характеристика парагенезисов минералов контактово-метаморфических и метасоматических пород, связанных с каледонскими гранитоидными формациями Северного Казахстана. Показано, что присущий каждой формации постмагматический цикл (с закономерной эволюцией кислотности растворов), несмотря на общие для всех гранитоидов особенности, имеет и свою специфику. Обсуждены причины ее появления. Табл. — 1, библи. — 25 назв.

УДК 552.161

О соотношениях апокарбонатных и апокарбонатных грейзеновых бериллиевоносных залежей. К у п р и я н о в И. И., Ш п а н о в Е. П., Ш у в а л о в В. Б. В кн.: Минералы и парагенезисы минералов метасоматических и метаморфических горных пород. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, стр. 26—34.

В зависимости от глубины эрозийного среза выделены три преобладающих типа бериллиевых месторождений: при малой глубине в надинтрузивной зоне массивов залегают апокарбонатные месторождения; при средней глубине внутри массивов появляются кварцево-жильные месторождения с комплексным оруденением (Ве в виде берилла); глубокий эрозийный срез сопровождается развитием месторождений бериллиевоносных скарнов. Грейзеновый процесс, с которым связана бериллиевая минерализация, соответственно наиболее интенсивно развивается или среди карбонатных пород, или среди алюмосиликатных пород кислого состава, или среди скарнов. Рис. — 4, библи. — 2 назв.

УДК 549.01

Парагенезисы минералов метасоматитов около кварцевых жил и хрустальных гнезд в амфиболитах (Южный Урал). Э ш к и н В. Ю. В кн.: Минералы и парагенезисы минералов метасоматических и метаморфических пород. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, стр. 34—44.

Рассмотрен минеральный состав первичных и гидротермально измененных амфиболитов около кварцевых жил и хрусталоносных гнезд. Установлено, что при формировании кварцевых жил происходит биотитизация роговой обманки, образуется андезин. Хрустальные гнезда сопровождаются хлоритизацией и альбитизацией амфиболитов. Химические анализы первичных и метасоматически преобразованных пород показывают постоянный привнос кремнезема хрусталеобразующими растворами; привнос глинозема и других компонентов происходит лишь в том случае, если их содержание в амфиболитах ниже, чем в подстилающих кристаллических сланцах. Рис. — 4, табл. — 1, библи. — 6 назв.

УДК 552.22 : 553.24.065

Метасоматические явления, сопровождающие формирование хрусталоносных кварцевых жил (Теренсайское месторождение, Южный Урал). Б о л т ы р о в В. Б., С т р а ш н е н к о Г. И., О г о р о д н и к о в В. Н. В кн.: Минералы и парагенезисы минералов метасоматических и метаморфических горных пород. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, стр. 45—48.

Установлены три стадии развития метасоматических явлений при образовании хрусталоносных кварцевых жил Теренсайского месторождения: ранняя щелочная — биотитизация; кислотная — хлоритизация и образование кварцевых жил; поздняя щелочная — альбитизация, адуларизация и образование кристаллов горного хрусталя. Так как околожилные изменения захватывают значительно большие объемы пород, чем сами кварцевые жилы, в том числе и хрусталоносные, они могут быть использованы в поисковых целях как индикаторы скрытого оруденения. Табл. — 2, библи. — 3 назв.

Минералого-петротектоническая характеристика древних метаморфических толщ Северного Кавказа. Тамбиев А. С., Сериков Л. И. В кн.: Минералы и парагенезисы минералов метасоматических и метаморфических горных пород. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, стр. 49—54.

Приведены минералогическая характеристика пород древних метаморфических толщ Северного Кавказа и детальный петротектонический анализ некоторых их типов. На основе рассмотрения минеральных ассоциаций, устойчивых только в пределах отдельных комплексов пород, а также степени динамометаморфических изменений в них делается вывод о резко различном возрасте толщ кристаллических сланцев и девонской вулканогенно-осадочной формации, развитых в северо-западной части Передового хребта Северного Кавказа. Рис. — 3, библиография — 11 назв.

Типоморфизм кальциевых амфиболов метаморфизованных гипербазитов. Яковлева А. К., Яковлев Ю. Н. В кн.: Минералы и парагенезисы минералов метасоматических и метаморфических горных пород. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, стр. 54—64.

Вторичные кальциевые амфиболы в метаморфизованных гипербазитах Алларченского района (Кольский полуостров) являются высокомагнезиальными минералами с дефицитом кальция, алюминия и щелочей и с постоянной примесью меди, никеля и кобальта. Группа ранних Са-амфиболов (преимущественно роговые обманки) образована при региональном метаморфизме в условиях амфиболитовой фации. Она пространственно и генетически тесно связана с эпигенетическими рудами. Поздние актинолиты развиты локально, образованы в условиях фации зеленых сланцев и являются преимущественно пострудными. Рис. — 5, табл. — 2, библиография — 20 назв.

Роговые обманки гранулитов Юго-Западного Памира. Другова Г. М., Московченко Н. И., Никитина Л. П. В кн.: Минералы и парагенезисы минералов метасоматических и метаморфических горных пород. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, стр. 64—72.

Приводятся оригинальные данные, касающиеся состава оптических и рентгенометрических свойств коричневых роговых обманок, возникающих на раннем гранулитовом этапе метаморфизма пород ваханской серии Юго-Западного Памира. Специфические особенности роговых обманок определяются не только высокой температурой их кристаллизации, но и условиями повышенных давлений. Рис. — 6, табл. — 3, библиография — 10 назв.

Сине-зеленые роговые обманки метаморфических пород. Шенгелиа Д. М. В кн.: Минералы и парагенезисы минералов метасоматических и метаморфических горных пород. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, стр. 72—84.

Рассматриваются парагенезисы эпидото-амфиболитовой фации для метаморфитов основного и среднего состава с сине-зеленой роговой обманкой и его отношение к зеленосланцевой и амфиболитовой фациям. По исчезновению хлорита и актинолита и появлению сине-зеленой роговой обманки определяется нижняя температурная граница эпидото-амфиболитовой фации; парагенезис $\text{Hb}(\text{bl-gr}) + \text{Pl} > 30$, неустойчивость эпидота и диопсида свидетельствуют о переходе к амфиболитовой фации. В химическом составе метасоматических и метаморфических сине-зеленых роговых обманок при их сходных парагенезисах принципиальных различий нет. Табл. — 7, библиография — 40 назв.

Особенности химизма кордиеритов. Лепезин Г. Г., Лаврентьев Ю. Г., Покачалова О. С. В кн.: Минералы и парагенезисы минералов метасоматических и метаморфических горных пород. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, стр. 85—91.

Обобщены литературные материалы по химическому и рентгеноспектральному анализам кордиеритов, а также выведены закономерности изменения химизма этого минерала от P - T -условий. По данным микрозонда, показано, что K_2O , TiO_2 и CaO практически не входят в структуру природного кордиерита, а если и входят, то в предельно малых количествах. Установлены пределы колебаний и для других окислов: SiO_2 — 45.82—51.84 вес.%, Al_2O_3 — 31.36—35.04 вес.%, т. д. Изменение термодинамических условий наиболее сильно влияет на содержание воды, кремнезема, глинозема и железа. Рис. — 4, табл. — 1, библиография — 5 назв.

Закономерности поведения воды в кордиеритах при прогрессивном метаморфизме. Лепезин Г. Г., Кузнецова И. К., Агафонов Л. В. В кн.: Минералы и парагенезисы минералов метасоматических и метаморфических горных пород. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, стр. 91—96.

На специально отобранных образцах чистых кордиеритов (78 проб) показано, что максимальное содержание воды в них не превышает 2 вес.%. Эти значения укладываются в теоретически возможные пределы, но значительно ниже максимальных количеств, приводимых в литературе. При этом содержание воды в кордиеритах из пород различных фаций метаморфизма составляет (в вес. %): из эпидото-амфиболитовой — 1.30 (среднее из 26 определений), из амфиболитовой — 1.49 (среднее из 11), из двупироксеновой — 0.98 (среднее из 41). С повышением степени метаморфизма количество H_2O в кордиерите сначала растет, затем достигает максимальных значений и далее резко падает. Увеличение количества H_2O прослеживается и в пределах эпидото-амфиболитовой фации, детализированной на примере тонгулакского комплекса на зоны В ($\text{H}_2\text{O}=1.13$), В ($\text{H}_2\text{O}=1.39$) и Г ($\text{H}_2\text{O}=1.51$). Зона Г является переходной от эпидото-амфиболитовой к амфиболитовой фации. Установленные закономерности поведения воды в кордиеритах в интервале эпидото-амфиболитовой и амфиболитовой фаций объясняются с позиций «модели регионального метаморфизма с флюидальным сверхдавлением», действие которой предполагается в стадии, предшествующую анатексису. Рис. — 3, табл. — 1, библиография — 14 назв.

УДК 549.623.5

Железо-магнезиальные слюды из жильных силикатно-карбонатных пород восточной части КМА. Куренкина И. Е. В кн.: Минералы и парагенезисы минералов метасоматических и метаморфических горных пород. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, стр. 96—101.

Установлены четыре разновидности слюд с радикалом, меняющимся от $(\text{Si}_{1.00}\text{Al}_{1.00})_{1.00}$ у зеленого флогопита до $(\text{Si}_{2.72}\text{Al}_{0.91}\text{Fe}_{0.31}^{3+}\text{Ti}_{0.07})_{4.00}$ у красного флогопита с обратной схемой абсорбции. Промежуточные разновидности содержат 0,03—0,10 атомов железа в четверной координации. Приводятся парагенетические пары разновидностей флогопитов и щелочных амфиболов, возникающие по мере усиления метасоматического воздействия на породы щелочного-ультраосновного состава. Табл. — 3, библи. — 5 назв.

УДК 549.623.7

Хлорит из железорудных месторождений юга Сибирской платформы. Вакрушев В. А., Воронцов А. Е., Архипенко Д. К., Григорьева Т. Н. В кн.: Минералы и парагенезисы минералов метасоматических и метаморфических горных пород. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, стр. 101—104.

Приведены результаты изучения хлоритов Коршуновского, Рудногорского, Красноярского и Перондинского железорудных месторождений с применением химического, оптического и рентгеновского методов. Хлориты относятся к магнезиально-глиноземистому типу, при этом высокая глиноземистость одинаково свойственна всем хлоритам, в том числе хлоритам из пород и руд, отличающихся незначительным содержанием глинозема. Несмотря на близость химического состава, методом рентгеноструктурного анализа установлено неодинаковое распределение ионов Fe и Mg между тальковым и бруситовым слоями. Табл. — 3, библи. — 5 назв.

УДК 549.623.7 (470.21)

Стильпномелан в туфогенно-осадочных породах Печенги. Нерадовский Ю. Н., Яковлева А. К., Романова Т. С. В кн.: Минералы и парагенезисы минералов метасоматических и метаморфических горных пород. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, стр. 104—106.

Рассматривается стильпномелан, обнаруженный в экзоконтакте ультраосновного массива и в подинных гидротермальных кальцитовых жилах, расположенных в экзоконтакте. Стильпномелан в основном образован из гидротермальных растворов путем свободного вытеснения пространства. Рис. — 1, библи. — 6 назв.

УДК 549.454.22 (477)

О редкоземельных флюоритах Украинского кристаллического щита. Гуров Е. П., Гурова Е. П., Логина Л. Г., Лавицкая Ю. А. В кн.: Минералы и парагенезисы минералов метасоматических и метаморфических горных пород. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, стр. 106—114.

В пегматитах гранитоидного массива Украинского кристаллического щита установлены флюориты с содержанием суммы редких земель до 7,87%. В зональных флюоритах обнаружено общее понижение содержания редких земель по направлению к краевым частям кристаллов, которое сопровождается относительным накоплением иттрия и иттриевых редких земель. Рис. — 2, табл. — 2, библи. — 13 назв.

УДК 549.81

Образование бадделита по метамиктному цирколиту. Былинская Л. В., Перец Н. А. В кн.: Минералы и парагенезисы минералов метасоматических и метаморфических горных пород. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, стр. 114—116.

Рассматривается образование колломорфного бадделита по цирколиту. Делается предположение о том, что бадделит возник в результате воздействия на цирколит более поздних гидротермальных растворов и разложения цирколита на окислы. При этом кремнекислота связывалась в силикаты, а окись циркония перекристаллизовывалась в бадделит. Рис. — 1, табл. — 1, библи. — 8 назв.

УДК 549.623.5

Сколит из флюорито-редкометалльных месторождений Сибири. Новикова М. И., Солнцева Л. С. В кн.: Минералы и парагенезисы минералов метасоматических и метаморфических горных пород. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, стр. 116—121.

Приводятся данные рентгенометрического, химического и ИК спектра анализов сколита, широко распространенного на флюорито-редкометалльных месторождениях. Исследуемый минерал сравнивается с изученными ранее сколитами, от которых он отличается меньшим содержанием алюминия. Рис. — 3, табл. — 3, библи. — 3 назв.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Н. Н. В е р и г и н, В. С. Г о л у б е в, В. Н. Ш а р а п о в. Динамика неизотермического метасоматоза и рудообразования при протекании параллельных, последовательных и параллельно-последовательных реакций	3
В. И. С и л а е в. Перекристаллизация карбонатных пород при контактовом метаморфизме	11
Ю. Б. М а р и н. Особенности контактово-метаморфических и метасоматических пород, связанных с гранитоидными формациями Северного Казахстана	19
И. И. К у п р и я н о в а, Е. П. Ш п а н о в, В. Б. Ш у в а л о в. О соотношениях апоскарновых и апокарбонатных грейзеновых бериллиеносных залежей	26
В. Ю. Э ш к и н. Парагенезисы минералов метасоматитов около кварцевых жил и хрустальных гнезд в амфиболитах (Южный Урал)	34
В. Б. Б о л т ы р о в, Г. И. С т р а ш н е н к о, В. Н. О г о р о д н и к о в. Метасоматические явления, сопровождающие формирование хрусталоносных кварцевых жил (Теренсайское месторождение, Южный Урал)	45
А. С. Т а м б и е в, Л. И. С е р и к о в. Минералого-петротектоническая характеристика древних метаморфических толщ Северного Кавказа	49
А. К. Я к о в л е в а, Ю. Н. Я к о в л е в. Типоморфизм кальциевых амфиболов метаморфизованных гипербазитов	54
Г. М. Д р у г о в а, Н. И. М о с к о в ч е н к о, Л. П. Н и к и т и н а. Роговые обманки гранулитов Юго-Западного Памира	64
Д. М. Ш е н г е л и а. Сине-зеленые роговые обманки метаморфических пород	72
Г. Г. Л е п е з и н, Ю. Г. Л а в р е н т ь е в, О. С. П о к а ч а л о в а. Особенности химизма кордиеритов	85
Г. Г. Л е п е з и н, И. К. К у з н е ц о в а, Л. В. А г а ф о н о в. Закономерности поведения воды в кордиеритах при прогрессивном метаморфизме	91
И. Е. К у р е н к и н а. Железо-магнезиальные слюды из жильных силикатно-карбонатных пород восточной части Курской магнитной аномалии	96
В. А. В а х р у ш е в, А. Е. В о р о н ц о в, Д. К. А р х и п е н к о, Т. Н. Г р и г о р ь е в а. Хлорит из железорудных месторождений юга Сибирской платформы	101
Ю. Н. Н е р а д о в с к и й, А. К. Я к о в л е в а, Т. С. Р о м а н о в а. Стильциномелан в туфогенно-осадочных породах Печенги	104
Е. П. Г у р о в, Е. П. Г у р о в а, Л. Г. Л о г и н о в а, Ю. А. Л а в и ц к а я. О редкоземельных флюоритах Украинского кристаллического щита	106
Л. В. Б ы л и н с к а я, Н. А. П е р е ц. Образование бадделейта по метамиктному цирколиту	114
М. И. Н о в и к о в а, Л. К. С о л н ц е в а. Сколит из флюорито-редкометалльных месторождений Сибири	116
Рефераты	122

**МИНЕРАЛЫ И ПАРАГЕНЕЗИСЫ МИНЕРАЛОВ
МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ
ГОРНЫХ ПОРОД**

*Утверждено к печати
Всесоюзным минералогическим обществом*

Редактор издательства Т. Н. Токарева
Технический редактор А. П. Чистякова
Корректоры Г. Н. Атлас и Е. В. Шестакова

Сдано в набор 21/1 1975 г. Подписано к печати 27/V 1975 г.
Формат бумаги $70 \times 108^{1/16}$. Бумага № 2.
Печ. л. 8=11.20 усл. печ. л. Уч.-изд. л. 11.6.
Изд. № 5992. Тип. зак. № 37. М-31611. Тираж 1200.
Цена 1 р. 16 к.

Ленинградское отделение издательства «Наука»
199164, Ленинград, В-164, Менделеевская линия, д. 1

1-я тип. издательства «Наука»
199034, Ленинград, В-34, 9 линия, д. 12

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

В МАГАЗИНАХ КОНТОРЫ «АКАДЕМНИГА»
ИМЕЮТСЯ В НАЛИЧИИ КНИГИ:

Граниты Кольского полуострова и Карелии. (Труды Лаборатории геологии докембрия. Вып. 15). 1963. 337 стр. 2 р. 49 к.

Дорфман М. Д. Минералогия пегматитов и зон выветривания в ийолит-уртитях горы Юкспор Хибинского массива. 1962. 168 стр. 1 р. 20 к.

Индиченко Л. Н. Спектральный анализ минеральных веществ. 1960. 190 стр. + 64 табл. 40 к.

Карбонатные породы Кольского полуострова как минеральное сырье. 1966. 88 стр. 38 к.

Коренбаум С. А. Физико-химические условия кристаллизации минералов вольфрама и молибдена в гидротермальных средах. 1970. 211 стр. 1 р.

Кочетков О. С. Аксессуары минералы в древних толщах Тимана и Канина. 1967. 120 стр. 78 к.

Материалы по минералогии Кольского полуострова. Вып. 7. 1969. 227 стр. 2 р. 10 к.

Минералы изверженных горных пород и руд Урала. 1967. 131 стр. 90 к.

Минералы СССР. Справочник. Том 2. Вып. 1. Галогениды. 1963. 295 стр. 1 р. 65 к.

Минералы СССР. Справочник. Том 2. Вып. 3. Сложные окислы, титанаты, ниобаты, танталы, антимонаты, гидроокислы. 1967. 676 стр. 4 р. 40 к.

Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород. 1973. 248 стр. 1 р. 77 к.

Михайлов Д. А. Магнезиально-кальциевые рудоносные метасоматиты докембрия. 1973. 140 стр. 1 р. 36 к.

Новые данные о минералах СССР. Вып. 17. (Труды Минералогического музея им. А. Е. Ферсмана). 1966. 256 стр. 1 р. 40 к.

Очерки по петрологии, минералогии и металлогении гранитов Кольского полуострова. 1968. 264 стр. 2 р. 03 к.

Перцев Н. Н. Парагенезисы борных минералов в магнетических скарнах. 1971. 194 стр. + 13 табл. 1 р. 63 к.

Редкометалльные метасоматиты щелочных массивов. 1967. 192 стр. 84 к.

Талдыкина К. С. Минералогия полиметаллических месторождений Кличкинской группы Восточного Забайкалья. 1962. 122 стр. 70 к.

Химические анализы и формулы минералов. 1969. 135 стр. 54 к.

Чвилёва Т. Н. Минералогическая характеристика и диагностика сульфoантимонитов свинца. 1973. 162 стр. 1 р. 20 к.

Экспериментальное исследование минералообразования. 1971. 436 стр. 3 р.

Заказы просим присылать по адресу:

117463, Москва, Мичуринский проспект, дом № 12
Магазин «Книга — почтой» Центральной конторы «Академкнига»

197110, Ленинград, Петрозаводская улица, дом № 7
Магазин «Книга — почтой» Северо-Западной конторы
«Академкнига»

1 р. 16 к.

1429



ИЗДАТЕЛЬСТВО
«НАУКА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ
ОТДЕЛЕНИЕ