

К. Б. КЕПЕЖИНСКАС, В. Н. КОРОЛЮК, Ю. Г. ЛАВРЕНТЬЕВ,
Г. Г. ЛЕПЕЗИН, В. В. ХЛЕСТОВ

ЗОНАЛЬНОСТЬ В ГРАНАТАХ — ПОКАЗАТЕЛЬ ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

(Представлено академиком В. С. Соболевым 24 XI 1972)

Оценка продолжительности регионально-метаморфических процессов представляет собой важную и еще очень слабо изученную проблему. В подавляющем большинстве случаев неопределенности в этом отношении слишком велики. Геологические датировки до- и постметаморфических образований лишь изредка могут дать надежную «вилку» с интервалом менее 20–50 млн лет. В то же время, накопившиеся экспериментальные материалы по гидротермальному синтезу минералов показывают, что априори нельзя отрицать возможность формирования метаморфических пород за гораздо более короткие отрезки времени — вплоть до немногих тысяч лет.

Определение хотя бы порядка соответствующих величин исключительно важно для оценки гипотетических моделей регионального метаморфизма, а также для выяснения первоисточников смежных геологических процессов (тектонических, магматических и пр.). Одним из возможных путей решения этой задачи является изучение зональности минералов по составу.

Очевидно, что в пределах каждого отдельного кристалла первоначально возникшие неоднородности химизма со временем постепенно сглаживаются за счет диффузии. Скорость этого сглаживания определяется коэффициентом диффузии D , который, как известно, экспоненциально растет с повышением температуры: $D(T_1)/D(T_2) = \exp\{(Q/RT_2) - (Q/RT_1)\}$, где T — абсолютная температура, R — газовая постоянная, Q — теплота активации. Значения Q для многих изученных силикатов порядка 10^2 ккал/моль. В связи с этим в интервале 300–900° и выше снижение температуры на 100° уменьшает коэффициент диффузии в 10–20 раз или даже более. Поэтому тенденция к выравниванию концентраций компонентов внутри кристаллов должна быть выражена наиболее интенсивно при температурах, близких к максимуму метаморфизма в конкретном комплексе. Вместе с тем, постметаморфические эпохи проявятся несравненно слабее. Очевидно также, что при прочих равных условиях степень неоднородности минералов по составу будет большей в относительно низкотемпературных образованиях. Рис. 1* и табл. 1, где сведены наши данные и все доступные литературные материалы (^{3–12}) о зональности гранатов по MnO, подтверждают предположение, что степень неоднородности контролируется прежде всего диффузией.

В общем случае, если известно начальное распределение концентраций в кристалле, конечное (фиксируемое сейчас) распределение и величина $D(T_i)$ (при некоторой температуре T_i), то можно, решая уравнение диф-

* На рис. 1: 1 — гранаты зеленосланцевой фации; 2 — гранаты эпидот-амфиболитовой фации (гранатовая+ставролитовая зоны); 3 — гранаты эпидот-амфиболитовой фации (дистеновая зона); 4 — гранаты амфиболитовой фации. Во всех случаях по оси ординат откладывается не абсолютное содержание MnO, а приращение, т. е. за начало отсчета взят состав внешних зон.

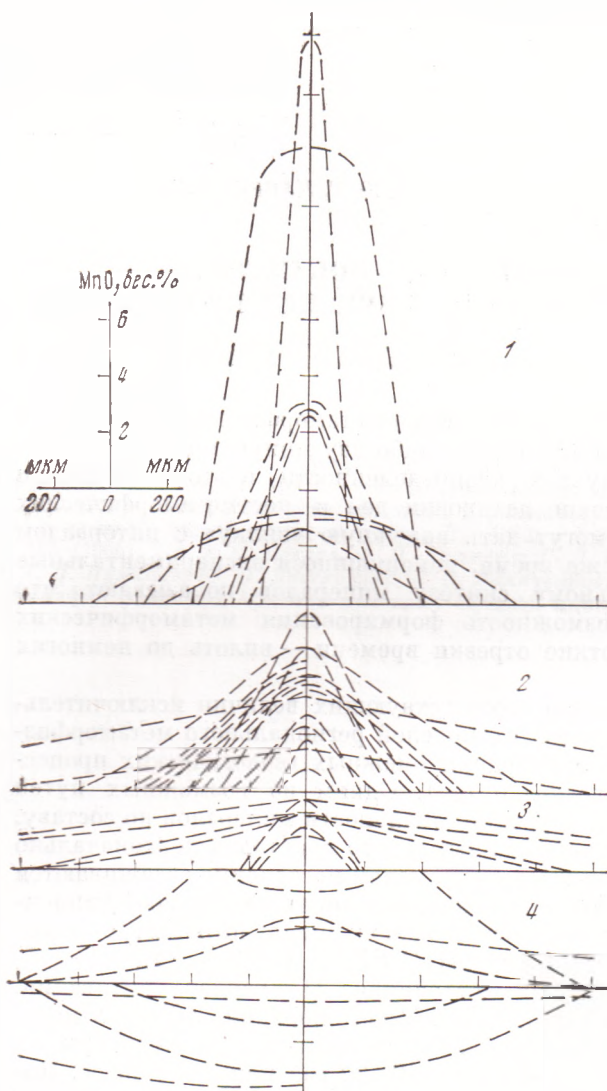


Рис. 1

зерна (см), r_n — радиус «начального» ядра, $C(r)$ — уравнение, аппроксимирующее наблюдаемую кривую распределения концентрации MnO (в зависимости от расстояния r до центра зерна). Легко вывести,

что $\bar{C} = \frac{3}{r_3^3} \int_0^{r_3} C(r) r^2 dr$. Поскольку в чистом спессартине содержится

43 вес. % MnO, имеем $r_n = r_3 \sqrt[3]{\bar{C}/43} = 0,286 r_3 \sqrt[3]{\bar{C}}$. Обозначим также $\bar{C}_я$ — среднюю концентрацию, наблюдаемую сейчас в пределах ядра, ограниченного

$$r_я \quad \left(\bar{C}_я = \frac{3}{r_я^3} \int_0^{r_я} C(r) r^2 dr \right).$$

Используя названные величины и решения из (1), получаем

$$t_{\max} = \frac{2,3 r_я}{\pi^2 D} \left[-\lg \frac{\pi^2 (\bar{C}_я - \bar{C})}{6(43 - \bar{C})} \right]. \quad (1)$$

Фузии при данных условиях, определить время t_{\max} , которое и будет максимальной оценкой длительности пребывания кристалла при $T \geq T_i$. Однако в настоящее время еще нет возможности охарактеризовать начальные распределения концентраций. Но и в этом случае есть путь, позволяющий делать подобные оценки, хотя и заведомо завышенные. Для этого начальное распределение концентраций примем предельно неоднородным, например предположим, что исследованные в отношении MnO гранаты первоначально состояли из чисто спессартинового ядра и совершенно не содержали спессартина во внешней кайме.

Форма зерен граната без заметного ущерба может рассматриваться как шарообразная, и поэтому для получения окончательного результата целесообразно воспользоваться известным решением уравнений диффузии из шара (1). Введем обозначения: \bar{C} — средняя концентрация MnO в зерне (вес. %), r_3 — радиус

№№ п.п.	Парагенезис	r_3 , см	вес.% [*] г, см	$C_ц$, вес. %	Район	Источ- ник
Фация зеленых сланцев						
1	Кв + Аб + Хл + Му + Би + Гр	0,015	1,333	35,5	Нов. Зеландия	(⁸ , ⁹)
2	Кв + Аб + Хл + Эп + Гр + Му + + Би + Акт	0,025	260	13,2	То же	То же
3	Кв + Аб + Хл + Эп + Гр	0,0275	176	17,6	» »	» »
4	Кв + Аб + Хл + Му + Эп + Би + + Стил + Акт + Гр	0,02	153	8,0	» »	» »
5	Кв + Аб + Хл + Эп + Гр	0,0375	216	17,0	» »	» »
6	Кв + Аб + Хл + Му + Эп + Би + + Стил + Акт + Гр	0,045	51	8,8	» »	» »
7	Кв + Аб + Хл + Эп + Му + Би + Гр	0,075	40	11,0	» »	» »
8	Кв + Аб + Хл + Му + Би + Гр	0,04	400	18,0	Брит. Колумбия	(⁹)
9	То же	0,0575	500	14,0	Ср. Азия	По авт.

Эпидот-амфиболитовая фация**

10	Кв + Пл + Хл + Му + Би + Гр	0,0575	82	5,0	Шотландия	(³)
11	То же	0,070	71	5,2	»	»
12	» »	0,08	63	5,5	»	»
13	» »	0,175	20	4,0	»	»
14	» »	0,10	15	2,0	»	»
15	» »	0,035	114	15,0	Алтай	По авт.
16	» »	0,02	125	14,5	» »	» »
17	Кв + Пл + Хл + Би + Гр + Ст	0,03	173	6,2	Брит. Колумбия	(⁹)
18	То же	0,04	163	7	» «	»
19	» »	0,04	100	»	» »	»
20	» »	0,02	80	4,2	» »	»
21	» »	0,055	73	7	» »	»
22	Кв + Пл + Би + Гр	0,01	180	17,8	Алтай	По авт.
23	Кв + Пл + Му + Би + Корд + Гр	0,0175	100	6,2	» »	» »
24	Кв + Пл + Би + Корд + Гр	0,03	67	6	» »	» »
25	Кв + Пл + Му + Би + Гр + Анд	0,0575	75	14,2	Ср. Азия	» »
26	Кв + Пл + Му + Би + Гр	0,025	40	2,0	Гренв. серия	(¹⁰)
27	Кв + Пл + Му + Би + Гр + Силл	0,025	100	14,0	Алтай	По авт.
28	Кв + Пл + Би + Гр + Силл	0,02	65	13,0	»	»
29	Кв + Пл + Ст + Гр + Му + Би	0,10	18	4,2	Калифорния	(⁹)
30	То же	0,10	9	2,0	»	»
31	Кв + Пл + Му + Би + Гр	0,10	40	5,0	Бавария	(¹²)
32	Кв + Пл + Му + Би + Гр + Ст + + Дист	0,20	12	2,5	Шотландия	(²)
33	Кв + Пл + Би + Ст + Гр + Al_2SiO_5	0,025	Обр.		Брит. Колумбия	(⁹)
34	Кв + Пл + Му + Би + Гр + Силл		Сл.		Ср. Азия	По авт.
35	Кв + Пл + Му + Би + Гр + Ст		»		Монголия	» »
36	Кв + Пл + Му + Би + Гр + Ст + + Дист		»			

Амфиболитовая фация

37	Кв + Пл + Би + Гр + Ст + Корд + + Силл	0,2	Сл.		Алтай	По авт.
38	Кв + Пл + Би + Гр + Ст + Корд + + Силл	0,02	»		»	» »
39	Кв + Пл + Би + Гр + Силл + Корд	»	»	0,8	Ср. Азия	» »
40	То же	»	»	»	То же	» »
41	Кв + Пл + Би + Кпш + Гр + Силл	»	»	»	Монголия	» »
42	Кв + Пл + Му + Би + Кпш + + Корд + Гр + Шп	»	»	»	Массачусетс	(⁷)
43	Кв + Пл + Би + Кпш + Корд + + Гр + Силл	»	»	»	Гренв. серия	(⁴)
44	Кв + Пл + Кпш + Би + Гр + Гип	»	»	»	»	»
45	Кв + Пл + Му + Би + Анд + + Силл + Корд + Гр	»	9,5	»	Бавария	(¹²)
46	То же	»	1,5	»	»	»
47	» »	»	Обр.	»	»	»
48	» »	»	Пер.	»	»	»
49	Кв + Пл + Би + Кпш + Гр + + Корд + Силл	»	2,4	»	Гренв. серия	(⁴)
50	Кв + Пл + Би + Корд + Гр + Антоф	»	Обр.	»	Миннесота	(¹¹)
51	То же	»	»	»	»	»

* Сл. — зональность слабая, Обр. — обратная, Пер. — периодическая.

** 10—16 — гранатовая зона, 17—26 — ставролитовая зона, 27—36 — дистеновая зона.

Так, если распределение концентраций удовлетворительно аппроксимируется линейной функцией $C(r) = C_ц - gr$ (где $C_ц$ — концентрация в центре, а g — градиент концентраций), то нетрудно вывести, что $\bar{C} = C_ц - 0,75gr_3$, $r_я = 0,286r_3\sqrt{C_ц - 0,75gr_3}$, а $\bar{C}_я = C_ц - 0,75gr_я$. Подставляя эти выражения в (1), получим решения для подходящих примеров, исходные данные по которым приведены в табл. 1.

Таблица 2

№ обр. в табл. 1	Фация	t_{\max} , млн. лет			№ обр. в табл. 1	Фация	t_{\max} , млн. лет		
		$D=10^{-17}$ см ² /сек	$D=10^{-18}$ см ² /сек	$D=10^{-19}$ см ² /сек			$D=10^{-17}$ см ² /сек	$D=10^{-18}$ см ² /сек	$D=10^{-19}$ см ² /сек
1	Зеленосланцевая	7,4	0,74	0,074	17	Эпидот-амфиболитовая фация (ставролитовая зона)	9	0,9	0,09
2		26	2,6	0,26	18		9	0,9	0,09
3		13	1,3	0,13	19		17	1,7	0,17
4		10	1,0	0,1	20		9	0,9	0,09
5		20	2,0	0,2	21		21	2,1	0,21
6		20	2,0	0,2	22		8,5	0,85	0,085
7		40	4,0	0,4	23		10	1,0	0,1
8		7,1	0,71	0,071	24		10	1,0	0,1
9		40	4,0	0,4	25		32	3,2	0,32
10	Эпидот-амфиболитовая фация (гранатовая зона)	12	1,2	0,12	26	Эпидот-амфиболитовая фация (диастеновая зона)	5,4	0,54	0,054
11		20	2,0	0,2	27		12	1,2	0,12
12		20	2,0	0,2	28		23	2,3	0,23
13		51	5,1	0,51	29		45	4,5	0,45
14		28	2,8	0,28	30		50	5,0	0,50
15		7	0,7	0,07	31		19	1,9	0,19
16		9	0,9	0,09	32		10	1,0	0,01

Результаты расчетов t_{\max} при разных значениях D даны в табл. 2. Как можно видеть, даже для изофациальных образцов (т. е. для тех случаев, когда приходится предполагать равные величины D) соответствующие оценки t_{\max} существенно варьируют. Это может быть связано либо с вариациями начальных распределений концентраций, либо с различными длительностями метаморфизма в разных комплексах. Последнее особенно интересно, поскольку со временем, возможно, удастся таким путем различать неодинаковые по длительности типы метаморфизма.

Что же касается выбора реальных значений t_{\max} , то здесь мы сталкиваемся со значительными неопределенностями, так как конкретные величины D для гранатов нам пока неизвестны. Исходя из аналогий с другими уже изученными силикатами, можно предполагать как наиболее вероятные следующие значения D : для зеленосланцевой фации 10^{-17} – 10^{-16} , для эпидот-амфиболитовой 10^{-16} – 10^{-15} , для амфиболитовой 10^{-15} – 10^{-13} см²/сек. Однако здесь, конечно, еще возможны существенные поправки.

Экспериментальные определения для гранатов — насущная необходимость. Широкая распространенность этого минерала и хорошо выраженная во многих случаях зональность делают гранат наиболее удобным объектом для исследований в таком плане. В то же время, для аналогичных целей могут использоваться и многие другие минералы (плагноклазы, эпидоты и пр.). Применение рентгеноспектральной техники открывает здесь широкие возможности.

Институт геологии и геофизики
Сибирского отделения Академии наук СССР
Новосибирск

Поступило
13 XI 1972

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ В. Т. Зайт, Диффузия в металлах, ИЛ, 1958. ² У. Файф, Ф. Тернер, Дж. Фергусон, Метаморфические реакции и метаморфические фации, ИЛ, 1962. ³ М. Р. Atherton, Contr. to Mineral and Petrol., v. 18, № 4 (1968). ⁴ W. H. Blackburn, Canad. Mineral., № 9, Part 5 (1969). ⁵ E. N. Brown, Contr. to Mineral and Petrol., v. 14, № 4 (1967). ⁶ E. N. Brown, Am. Mineral., v. 54, № 11–12 (1970). ⁷ P. C. Hess, Contr. to Mineral. and Petrol., v. 30, № 3 (1971). ⁸ A. Hietanen, Am. J. Sci., v. 267, № 3 (1969). ⁹ L. S. Hollister, Geol. Soc. Am. Bull., v. 80, № 12 (1969). ¹⁰ T. A. P. Kwak, Contr. to Mineral. and Petrol., v. 26, № 3 (1970). ¹¹ A. James, Grant and Paul W. Wieblen, Am. J. Sci., v. 270, № 4 (1971). ¹² M. Okrusch, Contr. to Mineral. and Petrol., v. 32, № 1 (1971).