

ГЕОЛОГИЯ

УДК 549.02 : 546.35/36 : 552.4

В. Г. Кривовичев

**ОСНОВНЫЕ ПРИЕМЫ ПОСТРОЕНИЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ НА ОСНОВЕ ТАКСОНОМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ СРАВНИТЕЛЬНОГО МНОГОМЕРНОГО АНАЛИЗА<sup>1</sup>**

Характер поведения микроэлементов и уровень их концентрации в минералах и горных породах подчиняются определенным закономерностям, которые обусловлены значениями их коэффициентов распределения между твердыми фазами и минералообразующей средой [1–4 и др.].

Накопленные в последние годы эмпирические данные показывают, что для многих минералов и горных пород можно выделить индикаторные элементы (или их отношения), содержания которых закономерно возрастают (или уменьшаются) от ранних к более поздним выделениям. Так, например, в гранитоидах и связанных с ними пегматитах такими элементами являются Rb, Cs, Ba, Sr и др. Эти микроэлементы широко используются в качестве индикаторов направленности развития природных систем [5, 6 и др.] и при решении сугубо прикладных проблем (в частности, при разработке методов геохимических поисков твердых полезных ископаемых).

Вместе с тем для оценки скорости и степени накопления микроэлементов в геологических объектах, а также меры их отличия друг от друга рационально применять показатели, отражающие закономерности поведения группы микроэлементов. В этом случае устраняются «шумы» в распределении отдельных элементов, обусловленные различными факторами (например, наложением поздних гидротермальных процессов на более ранние образования, аналитическими ошибками в определении микроэлементов и т.д.). К подобным показателям относятся коэффициенты накопления [7], индексы редкометальной нагрузки, показатели продуктивности и др.

При анализе закономерностей распределения редких элементов в серии генетически связанных объектов весьма перспективным оказалось использование таксономических методов многомерного сравнительного анализа [3, 8–10], в основе которых лежит матрица наблюдений (С). В ней каждый объект наблюдения можно интерпретировать как точку в *n*-мерном пространстве, координатами которой являются концентрации *n* микроэлементов. Таким образом, концентрации *n* микроэлементов в *m* объектах можно представить в виде следующей матрицы:

$$C = \begin{pmatrix} C_{11} & C_{12} & \dots & C_{1i} & \dots & C_{1n} \\ C_{21} & C_{22} & \dots & C_{2i} & \dots & C_{2n} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ C_{k1} & C_{k2} & \dots & C_{ki} & \dots & C_{kn} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ C_{m1} & C_{m2} & \dots & C_{mi} & \dots & C_{mn} \end{pmatrix},$$

где  $C_{ki}$  – концентрация микроэлемента *i* в объекте *k* ( $k = 1, 2, \dots, m; i = 1, 2, \dots, n$ ).

<sup>1</sup> Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства образования России в области естественных и точных наук (грант № Е02-9.1-31) и Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 02-05-64554).

Обработка первичных аналитических данных проводится по следующей схеме.

Первая операция включает стандартизацию признаков, которая производится по формуле

$$Z_i = \frac{C_i - \bar{C}_i}{\sigma_i},$$

в которой  $Z_i$  – стандартизированное значение признака  $i$ ,  $C_i$  – значение признака  $i$  из выборки со среднеарифметическим  $\bar{C}_i$  и стандартным отклонением  $\sigma_i$ .

В результате имеем матрицу стандартизированных значений  $Z = |Z_{ki}|$ :

$$Z = \begin{vmatrix} Z_{11} & Z_{12} & \dots & Z_{1i} & \dots & Z_{1n} \\ Z_{21} & Z_{22} & \dots & Z_{2i} & \dots & Z_{2n} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ Z_{k1} & Z_{k2} & \dots & Z_{ki} & \dots & Z_{kn} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ Z_{m1} & Z_{m2} & \dots & Z_{mi} & \dots & Z_{mn} \end{vmatrix},$$

здесь  $Z_{ki}$  – стандартизированное значение содержания микроэлемента  $i$  ( $i = 1, 2, \dots, n$ ) в геологическом объекте  $k$  ( $k = 1, 2, \dots, m$ ).

Эти данные можно использовать для расчета расстояний между объектами  $k$  и  $p$  в  $n$ -мерном пространстве. Расчеты удобно проводить по формуле

$$L_{kp} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum (Z_{ki} - Z_{pi})^2},$$

где  $L_{kp}$  – расстояние между объектами  $k$  и  $p$  в  $n$ -мерном пространстве ( $k, p = 1, 2, \dots, m$ ).

После расчетов получаем матрицу  $L = |L_{kp}|$ :

$$L = \begin{vmatrix} 0 & L_{12} & \dots & L_{1k} & \dots & L_{1p} & \dots & L_{1m} \\ L_{21} & 0 & \dots & L_{2k} & \dots & L_{2p} & \dots & L_{2m} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ L_{k1} & L_{k2} & 0 & \dots & \dots & L_{kp} & \dots & L_{km} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ L_{p1} & L_{p2} & \dots & L_{pk} & \dots & 0 & \dots & L_{pm} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ L_{m1} & L_{m2} & \dots & L_{mk} & \dots & L_{mp} & \dots & 0 \end{vmatrix}.$$

Ее элементы позволяют упорядочивать природные объекты путем построения дендрита, в котором смежные объекты имеют наименее различающиеся значения признаков.

По расстояниям между объектами в  $n$ -мерном пространстве (матрица  $L$ ) вычисляется *показатель уровня развития системы* ( $d_k$ ), который является «равнодействующей» всех признаков, что позволяет линейно упорядочить объекты и сравнивать их между собой по уровню накопления микроэлементов. Показатель уровня развития системы представляет собой расстояние в  $n$ -мерном пространстве от объекта до точки, которую называют эталонным развитием ( $P_0$ ). Эта точка имеет в  $n$ -мерном пространстве следующие координаты:

$$Z_{01}, Z_{02}, \dots, Z_{0i}, \dots, Z_{0n}.$$

Здесь  $Z_{0i} = \max Z_{ki}$ , если  $i \in I$ ,  $Z_{0i} = \min Z_{ki}$ , если  $i \notin I$  ( $i = 1, 2, \dots, n$ ), где  $Z_{ki}$  – стандартизированное значение концентрации элемента  $i$  в геологическом объекте  $k$  ( $k = 1, 2, \dots, m$ );  $I$  – множество признаков, закономерно возрастающих или убывающих в серии последовательных объектов (например, Rb, Cs, Ba, Sr в дифференцированных гранитоидных комплексах).

Расстояния между объектами и эталонным развитием рассчитываются по формуле

$$L_{k0} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum (Z_{ki} - Z_{0i})^2},$$

в которой  $k = 1, 2, \dots, m$ ;  $i = 1, 2, \dots, n$ .

По полученным значениям  $L_{k0}$  вычисляются показатели уровня развития системы

$$d_k = 1 - \frac{L_{k0}}{L_0},$$

где  $L_0 = \bar{L}_0 + t\sigma_x^-$ ;  $\bar{L}_0 = \frac{1}{m} \sum L_{k0}$ ;  $\sigma_0 = \sqrt{\frac{1}{m} \sum (L_{k0} - \bar{L}_0)^2}$ ;  $\sigma_x^- = \frac{\sigma_0}{\sqrt{m}}$ ;  $k = 1, 2, \dots, n$ ;

$i = 1, 2, \dots, n$ .

Параметр  $d_k$  изменяется от 0 (концентрации всех используемых в расчетах микроэлементов ниже порога чувствительности аналитического метода) до 1 (концентрации микроэлементов имеют максимально возможные значения). Рассчитав величины  $d_k$ , можно проводить сравнение трендов дифференциации в различных магматических комплексах, оценивать степень метасоматической переработки горных пород и т.д.

В качестве примера рассмотрим тренды дифференциации гранитоидов Верхнеурмийского массива и гранитоидов, с которыми генетически связаны редкометальные пегматиты.

Верхнеурмийский массив биотитовых лейкогранитов расположен в западной части Баджальского оловорудного района. К приконтактной зоне массива приурочено крупное оловорудное месторождение (Правоурмийское), представленное кварцево-топазово-сидерофиллитовыми грейзенами с касситеритом и вольфрамитом [11, 12]. Массив сложен порфиroidными, среднезернистыми, мелкозернистыми и среднезернистыми Li-F-гранитами, которые, судя по характеру возрастных взаимоотношений и результатам сопоставления с достаточно хорошо обнаженными и детально изученными массивами лейкогранитов [13, 14 и др.], относятся к различным фазам внедрения (от более ранних к более поздним соответственно). Rb-Sr-изотопные исследования гранитов Верхнеурмийского массива, выполненные в лаборатории проф. К. Белла (Карлтонский университет, Оттава, Канада), показали [15], что возраст массива составляет  $83,4 \pm 3,2$  млн лет и начальное отношение ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) =  $0,75058 \pm 0,00068$ . Высокое значение первичного отношения ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) указывает на образование гранитоидов массива за счет плавления сиалического материала верхней или средней коры.

Вариации содержания петрогенных элементов в гранитах выражены в увеличении концентрации калия и снижении содержания титана, железа, магния и кальция от первой к третьей фазам гранитов [15]. Для гранитов характерно относительно невысокое суммарное содержание щелочных элементов с преобладанием калия над натрием. Li-F-граниты отличаются от других пород массива более низкими концентрациями мафических элементов и повышенными натрия и алюминия, что является следствием значительного содержания в них летучих компонентов [13].

В целом граниты рассматриваемого массива характеризуются (табл. 1) более высокими (по сравнению с кларками гранитов) содержаниями Rb, Cs, Sn и пониженными Ba и Sr. При этом концентрации Rb, Cs и Nb последовательно возрастают, а Ba и Sr уменьшаются в гранитах более поздних фаз. Соответственно увеличиваются и значения показателя степени фракционирования гранитоидных систем (Rb/Ba).

Содержания всех гранитофильных элементов в Li-F-гранитах в среднем в 1,5–3 раза выше, чем в других породах массива. Они отличаются также резко повышенными значениями (Rb/Ba)-отношения. Таким образом, по своим геохимическим особенностям эти породы сходны с типичными редкометальными гранитами [13].

Используя данные табл. 1, по приведенной выше методике были рассчитаны показатели уровня развития гранитоидов Верхнеурмийского массива. Полученные результаты указывают на отчетливую зависимость между  $d_k$  и  $\lg(\text{Rb/Ba})$  (рис. 1, А) и между  $d_k$  и  $\lg(\text{A/FM})$  (рис. 1, Б).

Аналогичные расчеты были выполнены для гранитоидных комплексов, с которыми связаны редкометальные пегматиты. Как следует из данных табл. 1 и рис. 1, тренды дифференциации для сравниваемых гранитоидов различны. Последнее обусловлено разными геодинамическими обстановками их формирования. Проведем анализ особенностей поведения микроэлементов в процессе становления рассматриваемых гранитоидных комплексов. Однако прежде оценим, как протекало развитие гранитоидов – по пути фракционной или объемной кристаллизации.

Один из методов такой оценки основан на анализе закономерностей распределения микроэлементов (1 и 2) в изучаемой серии геологических объектов. Так, для случая фракционной кристаллизации изменение концентрации (1) микроэлемента  $i$  в твердых фазах описывается уравнением Релея–Макфи [17]

$$C_i^S = C_i^0 K_i^C (1 - M^\alpha)^{K_i^C - 1},$$

где  $C_i^S$  и  $C_i^0$  – концентрации микроэлемента  $i$  в твердых фазах и расплаве соответственно;  $K_i^C$  – комбинированный коэффициент распределения микроэлемента  $i$  между твердыми фазами и минералообразующей средой;  $M^\alpha$  – степень раскристаллизованности системы, которую определяют как отношение суммарной массы твердых фаз к общей массе системы.

Таблица 1. Содержание микроэлементов (г/т) и показатели степени дифференциации гранитоидов

Компоненты	Граниты Верхнеурмийского массива [15]				Пегматитовые гранитоиды [6]			Средние граниты [16]
	U-1	U-2	U-3	U-4	P-1	P-2	P-3	
Rb	250 (9; 10)	350 (9; 10)	340 (7; 20)	880 (5; 20)	190 (12; 70)	2,70 (18; 110)	350 (10; 180)	180
Cs	10 (5; 2)	13 (12; 1)	20 (3; 1)	55 (5; 2)	8,5 (12; 3,5)	13,5 (12; 13)	14,6 (10; 12)	5
Ba	500 (7; 10)	200 (13; 50)	40 (5; 10)	10 (4; 0)	700 (12; 260)	360 (12; 220)	120 (10; 110)	750
Sr	70 (13; 10)	30 (17; 2)	15 (9; 2)	5 (4; 1)	260 (12; 160)	140 (12; 140)	26 (10; 20)	150
Sn	4,4 (11; 0,5)	3,3 (16; 0,3)	4,2 (7; 0,7)	7,1 (8; 0,5)	12,4 (12; 11)	22 (12; 20)	15 (10; 13)	3
Nb	14 (7; 1)	15 (12; 3)	16 (5; 3)	25 (4; 3)	13,3 (12; 3,3)	19 (12; 7)	24 (10; 6)	21
Rb/Ba	0,5	2,6	5,6	86,3	0,27	0,75	2,9	0,24
Rb/Sr	3,6	11,7	22,7	176,0	0,73	1,93	13,5	1,2
A/FM	4,64	5,43	6,68	11,36	2,83	7,77	13,10	
NK	7,36	7,94	8,17	8,53	7,18	7,97	7,96	
d <sub>1</sub>	0,24	0,33	0,4	0,67	0,10	0,45	0,56	0,14

Примечание. U – гранитоиды Верхнеурмийского массива: порфировидные (U-1), среднернстые (U-2), мелкозернистые (U-3) и среднернстые Li-F (U-4) граниты. P – гранитоиды, материнские для пегматитов редкометаллической формации: гранодиориты (P-1), двуслоистые лейкограниты (P-2), пегматитовые граниты (P-3). В скобках – число проанализированных проб и ошибка определения среднего соответственно. A – Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; FM – (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + FeO + MgO); NK – (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O); d<sub>1</sub> рассчитан по содержаниям Rb, Cs, Ba, Sr, Sn и Nb.

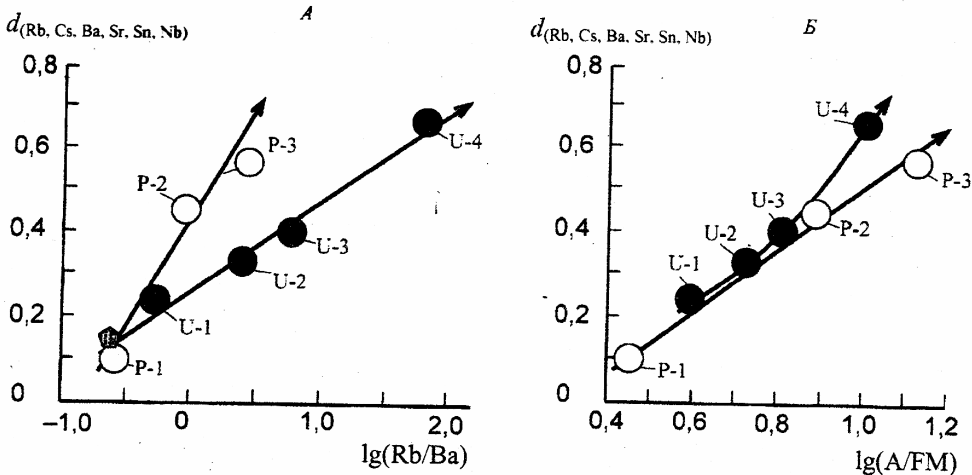


Рис. 1. Зависимости показателя уровня развития ( $d_k$ ) гранитоидов от степени их фракционирования ( $\lg(\text{Rb}/\text{Ba})$ ) (А) и коэффициента глиноземистости (А/М) (Б).

Черные кружки относятся к гранитоидам Верхнеуральского массива (то же для рис. 2), серый пятиугольник – средние граниты. Объяснение см. в тексте и табл. 1.

Для оценки характера зависимости между концентрациями двух микроэлементов в твердых фазах ( $C_1^S$  и  $C_2^S$ ) сначала прологарифмируем уравнение (1):

$$\lg C_1^S = \lg K_1^C C_1^0 + (K_1^C - 1) \lg(1 - M^\alpha),$$

$$\lg C_2^S = \lg K_2^C C_2^0 + (K_2^C - 1) \lg(1 - M^\alpha),$$

а затем по уравнениям (2) определим логарифм доли остаточной жидкости

$$\lg(1 - M^\alpha) = \frac{\lg C_1^S - \lg K_1^C C_1^0}{K_1^C - 1} = \frac{\lg C_2^S - \lg K_2^C C_2^0}{K_2^C - 1}.$$

Решим (3) относительно концентрации микроэлемента 1:

$$\lg C_1^S = \frac{K_1^C - 1}{K_2^C - 1} \lg C_2^S + \lg K_1^C C_1^0 - \frac{K_1^C - 1}{K_2^C - 1} \lg K_2^C C_2^0.$$

Отсюда при допущении постоянства комбинированных коэффициентов распределения ( $K_1^C$ ,  $K_2^C$ ) получаем следующее выражение:

$$\lg C_1^S = b \lg C_2^S + a, \tag{4}$$

в котором  $b = \frac{K_1^C - 1}{K_2^C - 1}$ ,  $a = \lg K_1^C C_1^0 - \frac{K_1^C - 1}{K_2^C - 1} \lg K_2^C C_2^0$ .

Таким образом, линейность связи между логарифмами концентраций двух микроэлементов в различных фазах природных систем указывает на ее развитие по пути максимального фракционирования. Мерой линейности связи в этом случае может служить коэффициент корреляции Пирсона. Отметим также, что уравнение (4) легло в основу предложенного И. Д. Рябчиковым [17, 18] метода оценки комбинированных коэффициентов распределения микроэлементов.

Для объемной (равновесной) кристаллизации уравнения, описывающие закономерности распределения микроэлементов 1 и 2 в твердых фазах системы, имеют вид

$$C_1^S = \frac{K_1^C C_1^0}{1 - M^\alpha + K_1^C M^\alpha}, \quad C_2^S = \frac{K_2^C C_2^0}{1 - M^\alpha + K_2^C M^\alpha}.$$

Отсюда степень раскристаллизованности системы равна

$$M^\alpha = \frac{K_1^C C_1^0 - C_1^S}{K_1^C C_1^S - C_1^S} = \frac{K_2^C C_2^0 - C_2^S}{K_2^C C_2^S - C_2^S}$$

или

$$C_1^S C_2^S (K_1^C - K_2^C) - K_2^C C_2^0 C_1^S (K_1^C - 1) + K_1^C C_1^0 C_2^S (K_2^C - 1) = 0.$$

Разделив обе части последнего уравнения на  $C_1^S C_2^S$ , находим

$$(K_1^C - K_2^C) - \frac{K_2^C C_2^0 (K_1^C - 1)}{C_2^S} + \frac{K_1^C C_1^0 (K_2^C - 1)}{C_1^S} = 0$$

и после преобразований

$$\frac{1}{C_1^S} = \frac{K_2^C C_2^0 (K_1^C - 1)}{K_1^C C_1^0 (K_2^C - 1)} \frac{1}{C_2^S} + \frac{K_2^C - K_1^C}{K_1^C C_1^0 (K_2^C - 1)},$$

или

$$\frac{1}{C_1^S} = b \frac{1}{C_2^S} + a, \quad (5)$$

где  $b = \frac{K_2^C C_2^0 (K_1^C - 1)}{K_1^C C_1^0 (K_2^C - 1)}$ ;  $a = \frac{K_2^C - K_1^C}{K_1^C C_1^0 (K_2^C - 1)}$ .

Из выражения (5) следует, что в породах, формирование которых протекает по пути объемной (равновесной) кристаллизации, обратные концентрации микроэлементов 1 и 2 в минерале или горной породе связаны линейной зависимостью с тангенсом угла наклона ( $b$ ) на графике в координатах  $1/C_1^S - 1/C_2^S$ . Мерой линейной связи, как и в предыдущем случае, может служить коэффициент корреляции.

Полученные данные показывают (рис. 2), что логарифмы концентраций бария и стронция связаны линейной зависимостью. Расчеты соответствующих коэффициентов корреляции [19] позволяют с высокой степенью достоверности принять для рассматриваемых гранитоидов модель фракционной кристаллизации.

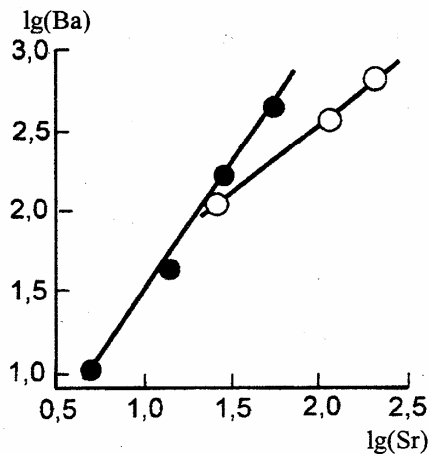


Рис. 2. Зависимость содержания бария и стронция в гранитоидах. Объяснение см. на рис. 1.

Рассмотрим на примере гранитоидов и пегматитов Вороньтундровского и Колмозерского пегматитовых полей (Кольский полуостров) основные приемы построения геохимических моделей. Следует особо отметить, что подобные модели, отражающие закономерности распределения микроэлементов в природных объектах, базируются на определенных геолого-генетических предпосылках. Так, модели поведения микроэлементов в процессе становления специализированных гранитоидных расплавов строились на основе предположения, что различные фазы гранитоидов и связанных с ними пегматитов формировались в процессе эволюции единого магматического очага. При развитии многофазного гранитоидного магматизма и в особенности при образовании полей редкометальных пегматитов определяющую роль играют геолого-тектонические факторы, вызывающие многократную перегонку остаточных расплавов из одной магматической камеры в другую. Такая перегонка остаточных расплавов в сочетании с их фракционной и объемной кристаллизацией в отдельных камерах была названа *кристаллизационной дистилляцией* [20]. Основные сложно-

сти при построении подобных моделей заключаются в оценке концентраций микроэлементов в исходном («стартовом») расплаве и в определении физического механизма, который регулирует поведение химических элементов в изученных природных системах.

Поскольку рассматриваемые геологические объекты (граниты и пегматиты) формировались по единому физическому закону и представляют собой разные этапы эволюции единой магматической системы, то различные части такой системы можно охарактеризовать степенью раскристаллизованности системы  $M^c$ . При этом  $\sum M^c = 1$ .

Таким образом, векторы содержаний микроэлементов в геологических объектах, представляющих собой разнообразные этапы эволюции изучаемой системы, определяются следующим выражением [21]:

$$C_{ki} = \Gamma(M^c) C_{0i}, \quad (6)$$

где  $\Gamma(M^c)$  – оператор (функция), описывающий закон (или геологический процесс), обуславливающий поведение микроэлементов в системе;  $C_{0i}$  – содержание элемента  $i$  в исходном расплаве.

Для решения задачи необходимо оценить функциональную зависимость содержаний микроэлементов от степени раскристаллизованности системы, т.е. оператор  $\Gamma(M^c)$  в (6), и вектор содержаний микроэлементов в исходном расплаве  $C_{0i}$ . Процесс образования гранитоидных комплексов и их производных – редкометальных пегматитов – достаточно хорошо описывается в рамках модели фракционной (направленной) кристаллизации. По методу И. Д. Рябчикова [18] были оценены комбинированные коэффициенты распределения лития, рубидия, цезия, бериллия, тантала, ниобия и фтора между твердыми фазами и минералообразующей средой. Они вместе с приближенными оценками содержаний элементов и их индикаторных отношений в исходном расплаве для пегматитов Вороньегундровского поля приведены в табл. 2 и легли в основу построения геохимической модели формирования специализированных расплавов, раскристаллизация которых приводит к образованию редкометальных пегматитов. Методика расчетов приведена в [3, 22]. Из табл. 2 следует, что предлагаемая модель фракционной кристаллизации редкометальных пегматитов удовлетворительно объясняет закономерности вариаций содержания лития, рубидия, цезия, бериллия, тантала, фтора и индикаторных отношений (Rb/K и Cs/K) в пегматитах Вороньегундровского поля [9]. Сопоставление результатов, вычисленных по модели, с эмпирическими данными проводилось путем проверки линейности связи между ними и рассчитанными значениями концентраций и индикаторных отношений химических элементов. Коэффициент корреляции  $R = 0,982$  между сопряженными признаками позволяет принять с высокой степенью достоверности (более 99,9 %) гипотезу о наличии линейной связи, т.е. о соответствии теоретической модели эмпирическим данным.

Таблица 2. Комбинированные коэффициенты распределения ( $K_i^c$ ) микроэлементов и их концентрации в исходном расплаве ( $C_{0i}$ )

Признак	Вороньегундровское поле		Колмозерское поле	
	$C_{0i}$ , г/т	$K_i^c$	$C_{0i}$ , г/т	$K_i^c$
K	3000	–	52 000	–
Li	700	0,40 ± 0,15	950	0,05 ± 0,03
Rb	1200	0,64 ± 0,05	1150	0,66 ± 0,07
Cs	350	0,15 ± 0,10	40	0,50 ± 0,10
Be	55	0,75 ± 0,10	45	0,64 ± 0,16
Ta	55	0,56 ± 0,13	36	0,56 ± 0,13
F	500	0,60 ± 0,10	170	0,74 ± 0,16
K/Rb	25	1,60 ± 0,10	45	1,50 ± 0,10
K/Cs	86	1,95 ± 0,10	1300	1,70 ± 0,12

Аналогичная модель была построена и для Колмозерского пегматитового поля. Полученные данные указывают на соответствие теоретической модели экспериментальным данным с вероятностью более 95% [9] (рис. 3).

$d_i$  (Li, Rb, Cs, Be, Ta, Nb, Ba, Sr, F)

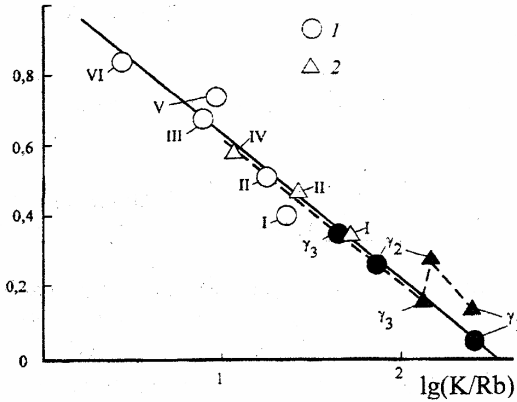


Рис. 3. Зависимость показателя уровня развития системы ( $d_i$ ) от степени ее фракционирования [ $\lg(K/Rb)$ ] для гранитоидов ( $\gamma_1$ – $\gamma_3$ ) и пегматитов (I–VI) Вороньетундровского (1) и Колмозерского (2) полей.

Черные знаки относятся к гранитоидам, светлые – к пегматитам.  $d_k = -0,423(K/Rb) + 1,068$ ;  $R = -0,972$ .

Определенный интерес представляет сопоставление концентраций и индикаторных отношений элементов в гипотетических исходных расплавах, эволюция которых привела к формированию пегматитов в пределах Вороньетундровского и Колмозерского пегматитовых полей (см. табл. 2). Так, в целом материнском расплаве содержания всех приведенных элементов (кроме лития) в Колмозерском поле ниже, чем Вороньетундровского поля. Особенно типично это для цезия и фтора, концентрация которых соответственно в 9 и 3 раза ниже. Характерно также и то, что при кристаллизации пегматитов Колмозерского поля значение комбинированного коэффициента распределения лития в 8 раз ниже и цезия в 3 раза выше, чем Вороньетундровского поля. Возможно, это и является основной причиной различной металлогенической специализации двух пегматитовых полей: Вороньетундровского – на цезий, а Колмозерского – на литий. Более глубокая причина, по-видимому, заключается в удалении фтора и сопутствующих ему элементов из пегматитообразующих расплавов на начальных этапах их становления и роли фтора в поведении лития и цезия в процессе кристаллизации пегматитов.

Для оценки степени и темпа накопления редких элементов от гранитоидов I фазы к наиболее дифференцированным гранитным пегматитам использован таксономический показатель уровня развития. Полученные данные представлены на рис. 3 в координатах  $d_i$  –  $\ln(K/Rb)$ , на котором  $d_i$  оценивает суммарное накопление химических элементов (т.е. является экстенсивным параметром), а  $K/Rb$ -отношение – степень дифференциации системы (т.е. является интенсивным параметром). Характер их изменения для пегматитов Вороньетундровского и Колмозерского полей несколько различен. Так, для Колмозерского поля устанавливается отчетливый перелом в изменении  $d_i$  от 2-й к 3-й фазе гранитоидов (см. рис. 3), который может свидетельствовать об удалении из системы летучих компонентов, экстрагирующихся из расплава редкие элементы. Для Вороньетундровского поля подобный резкий перелом не отмечается, что, возможно, и служит причиной разной металлогенической специализации сравниваемых пегматитовых полей. Геологически это предположение подтверждается и наличием более мощных зон региональных метасоматитов в пределах Колмозерского поля [23], формирование которых происходило до внедрения пегматитообразующих расплавов [24]. Вместе с тем, несмотря на потерю летучих компонентов, векторы дифференциации в обоих пегматитовых полях практически совпадают (см. рис. 3).



Следовательно, развитие гранитоидов и генетически связанных с ними редкометальных пегматитов протекало по пути максимального фракционирования, которое привело к накоплению гидромагматофильных элементов в остаточных расплавах. Количественное описание этого процесса позволяет оценить время отщепления флюидов от эволюционирующего расплава и прогнозировать наличие в пределах пегматитовых полей тел с максимально возможной редкометальной нагрузкой. Приоткрывание системы в начальные этапы ее развития и удаление части летучих, по-видимому, является причиной различной металлогенической специализации пегматитов Вороньтундровского и Колмозерского полей, поскольку удаление фтора резко изменяет комбинированные коэффициенты распределения ряда элементов (особенно лития и цезия). Таким образом, предложенный механизм формирования пегматитов вполне удовлетворительно объясняет наблюдаемые закономерности вариаций микроэлементов в природных образованиях.

Естественно, что предложенная модель – упрощенный аналог протекающих в природе процессов. Однако в ней сохранены все существенные черты геохимических особенностей природной системы, которые важны для решения поставленной конкретной задачи – выявления механизма накопления редких элементов в пегматитах и генетических связей между гранитами и редкометальными пегматитами.

Таким образом, впервые использованы таксономические методы (расстояния между объектами в многомерном пространстве, показатель уровня развития) для анализа закономерностей распределения микроэлементов. Модернизации и приложение этих методов к природным объектам позволили выявить тренды дифференциации в процессе становления гранитоидов и пегматитов Колмозерского и Вороньтундровского полей (Кольский полуостров), Салминского (Карелия) и Верхнеурмийского (Приморье) массивов. Эти данные, а также результаты детальных геологических и минералого-геохимических исследований легли в основу для построения геохимических моделей, отражающих особенности поведения микроэлементов в процессе формирования гранитоидов и связанного с ними редкометального оруднения.

## Summary

*Krivovichev V.G.* Principles of geochemical modeling based on the taxonomic  $n$ -dimensional statistical analysis.

Thermodynamic and statistical analyses were used to determine effective combined coefficients for trace elements distribution between solid phases and melt, as well as to give a quantitative estimation of their concentration within initial melt from which the igneous units were formed. These data made a basis for a geochemical model for igneous rocks and pegmatite formation, presumably from the same melt source from one source of melt. For the model design, the taxonomic index of development level (TIDL) can be used to estimate the degree and rate of magmatic differentiation in the intrusive suite. TIDL is the distance, in  $n$ -dimensional space ( $n$  are the number of trace elements), between the geological object  $k$  ( $k = 1, 2, \dots, m$ ) and the point called the ultimate standard of development (Po). TIDL values change from 0, when the content of each trace element in the rock is too low to be determined lower than the determination level, to 1 for the most fractionated unit of the rock. TIDL values may be compared with Differentiation Indexes. The models were constructed for granites of Verkhneurmii massif (the Far East), and for granitoids and rare-metal pegmatites occurring in Kolmozero-Voronya area (the Kola peninsula). The models show satisfactory coincidence of the theoretical with empirical data on the trace element contents in the magmatic rocks.

## Литература

1. Рябчиков И. Д. Термодинамический анализ поведения малых элементов при кристаллизации силикатных расплавов. М., 1965.
2. Антипин В. С., Коваленко В. И., Рябчиков И. Д. Коэффициенты распределения редких элементов в магматических породах. М., 1984.
3. Кривовичев В. Г. Физико-химическое моделирование поведения микроэлементов в природных системах. СПб., 2002; 2-е изд., 2003.
4. Blundy J., Wood B. Partitioning of trace elements between crystals and melts // *Earth and Planetary Science Letter*. 2003. Vol. 210.
5. Cerny P., Meintzer R.E., Anderson A. J. Extreme fractionation in rare-element granitic pegmatites: selected examples of data and mechanisms // *Can. Miner.* 1985. Vol. 23.
6. Гордиенко В. В. Гранитные пегматиты. Л., 1996.
7. Шой Д. М. Геохимия микроэлементов кристаллических пород / Пер. с франц.; Под ред. Ю. К. Буркова, В. В. Груза и А. В. Хабакова. Л., 1969.
8. Плютта В. Сравнительный многомерный анализ в экономических исследованиях / Пер. с польск.; Под ред. В. М. Жу-

ковской. Л.; М., 1980. 9. *Кривовичев В. Г.* Механизм накопления микроэлементов в остаточных расплавах гранитоидных магм // Зап. Всесоюз. минерал. об-ва. 1992. Вып. 3. 10. *Krivovichev V. G.* Taxonomic indices as an indicator of differentiation level of intrusive suites // Experiment in Geosciences. 1996. Vol. 5, N 1. 11. *Огнянов Н. В.* Геология оловорудных районов и месторождений Хингано-Охотской оловоносной области // Геология оловорудных месторождений СССР / Под ред. С. Ф. Лугова. М., 1986. Т. 2, кн. 1. 12. *Гавриленко В. В., Ефименко С. А., Ткаченко Г. А.* и др. Геолого-структурные и минералого-геохимические особенности Правоурмийского оловорудного месторождения // Геология рудных месторождений. 1992. № 6. 13. *Коваленко В. И.* Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. Новосибирск, 1977. 14. *Козлов В. Д.* Геохимия и рудоносность гранитоидов редкометалльных провинций. М., 1985. 15. *Krivovichev V. G., Brusnitsyn A. I., Zaitsev A. N.* Radiometric age and geochemistry of the Verkhneurmi Massif Granite (the Amur Region, Far East) // Geoch. Intern. 1996. Vol. 34, N 2. 16. *Интерпретация геохимических данных* / Под ред. Е. В. Склярова. М., 2001. 17. *Рябчиков И. Д.* Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М., 1975. 18. *Рябчиков И. Д.* Об оценках комбинированных коэффициентов распределения по данным о ковариации элементов в магматических породах // Геохимия. 1986. № 1. 19. *Закс Л.* Статистическое оценивание. М., 1976. 20. *Гордиенко В. В., Гордиенко Л. И., Кривовичев В. Г.* Кристаллизационная дистилляция – ведущий фактор геохимической и рудной специализации гранитоидов // Докл. АН СССР. 1981. Т. 259, № 6. 21. *Minster J. F., Minster J. B., Treuil M., Allegre C. J.* Systematic use of trace elements in igneous processes. Pt II. Inverse problem of the fractional crystallization process in volcanic suites // Contr. Miner. Petrol. 1977. N 3. 22. *Кривовичев В. Г.* Геохимическая модель поведения редких элементов при формировании гранитоидов и их производных – пегматитов // Вестн. С.-Петерб. ун-та. Сер. 7: Геология, география. 2001. Вып. 4 (№ 31). 23. *Гордиенко В. В., Кривовичев В. Г., Сырцо Л. Ф.* Метасоматиты пегматитовых полей. Л., 1987. 24. *Кривовичев В. Г.* Минералогия допегматитовых метасоматитов и физико-химическая модель редкометалльного оруденения в пегматитообразующей системе: Автореф. докт. дис. Л., 1989.

Статья поступила в редакцию 25 декабря 2003 г.