

С. Р. Котлов, И. К. Котова

Жидкостная и кристаллизационная дифференциация как процессы, определяющие структуру контрастной расслоенности массива Кивакка (Северная Карелия)¹

Вопрос о механизме формирования контрастной ритмики расслоенных («критических») серий основных–ультраосновных интрузивов до сих пор остается не решенным. («Критические» зоны таких интрузивов контролируют размещение месторождений Cr, Ni, Cu, элементов группы Pt.) Число конкурирующих гипотез в данном случае соизмеримо с числом известных интрузивов. Одна из причин сложившейся ситуации — многообразие возможных интерпретаций минералого-петрографических и геохимических закономерностей, выявленных для природных объектов. Нами предпринята попытка комплексного рассмотрения результатов детального (последойного) изучения части разреза критической зоны массива Кивакка, характеризующегося типичными для расслоенных интрузивов строением и составом; при этом сопоставляются распределение и ассоциации химических элементов (Fe, Ni, Co, Cr, Ti, V, Zr, Y, Sr, Rb, Pb), структура минеральных парагенезисов и геометрия расслоенности интрузива.

Минеральные ассоциации расслоенной серии массива Кивакка. Структура минеральных ассоциаций магматических пород расслоенной серии определяется четырьмя минеральными фазами: бронзитом бобовидной и округлой («шарики») формы с однородным строением зерен (OrxI); таблитчатым ортопироксеном (OrxII) с характерными структурами распада твердых растворов, проявляющимися в виде тонких субпараллельных полос клинопироксена по всей площади зерна; плагиоклазом (Pl) и клинопироксеном (Crх), рис. 1; на отдельных уровнях появляется оливин, до 5%. Соответственно расслоенная серия представлена ритмичным чередованием норитов, лейко- и меланоноритов, пироксенитов (преимущественно бронзититов), анортозитов. Всегда отчетливо устанавливается последовательность кристаллизации в ряду OrxII–Pl–Crх: в меланократовых породах гипидиоморфные удлиненные пластины OrxII «цементируются» плагиоклазом; в норитах-лейконоритах-анортозитах матрица породы слагается гипидиоморфными таблитчатыми кристаллами Pl и OrxII, нередко проявляющими структуры взаимного прорастания, реже ксеноморфные выделения OrxII заполняют межзерновое пространство плагиоклаза; клинопироксен всегда кристаллизуется последним, образуя ойкокристаллы с включениями других минералов или заполняя межзерновые интерстиции.

Достаточно неоднозначна позиция OrxI (его содержание в породах варьирует от 5 до 60%, в большинстве случаев составляя 15–20%). Не обнаружено структур, позволяющих говорить о более раннем или более позднем появлении OrxI по отношению к кристаллам OrxII: в норитах-лейконоритах округлые (зачастую идеальные «шарики») зерна OrxI так же, как и пластины OrxII, встречаются в виде отдельных кристаллов в плагиоклазовой матрице; в меланократовых породах «шарики» OrxI разных размеров (от 0,02 до 0,5 мм) и пластинчатые зерна OrxII (1–2 мм) «цементируются» интерстици-

¹Использованные первичные данные были получены при участии С. Р. Котова в период 1994–1996 гг. в рамках международного проекта «Хромит» при финансовой поддержке Института математической геологии РАН.

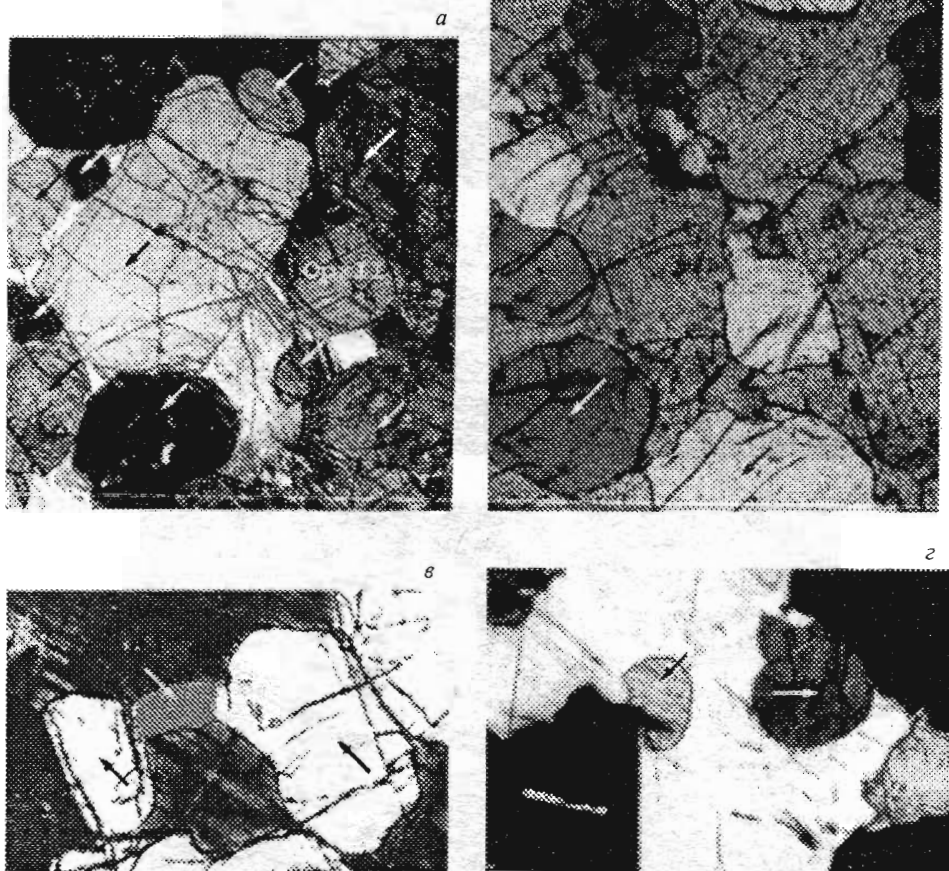


Рис. 1. Структура минеральных ассоциаций магматических пород расслоенной серии.

а — скопление «слипшихся» зерен ОрхI разных размеров, округлой формы (указаны стрелками) в окружении пластинчатых зерен ОрхII с «полисинтетическими» структурами распада (в межзерновом пространстве — РLII; меланонорит; шлиф 313; с анал.; увел. 33); *б* — слипающиеся «шарики» ортопироксена I (указано стрелкой), пойкилитически включенные в клинопироксен II (норит-лейконорит; шлиф 1-CD; с анал.; увел. 140); *в* — два сливающихся зерна ОрхI, соединенные перемычкой третьего зерна ортопироксена I (указаны стрелками) (межзерновое пространство выполнено плагиоклазом II; меланонорит; шлиф 313; с анал.; увел. 33); *г* — деформированные «раздавленные» «шарики» ортопироксена I в плагиоклазе (указаны стрелками) (меланонорит; шлиф 311; с анал.; увел. 33).

альным плагиоклазом, а очень мелкие «шарики» пойкилитически включены в него — рис. 2; не выявлены для ОрхI и ОрхII структуры ни взаимного срастания, ни каемчатого обрастания, ни замещения. По отношению к плагиоклазу устанавливается в одних и тех же слоях двойственная позиция зерен ОрхI: в лейкократовой породе и на границе лейкократового и меланократового слоев ксеноморфные зерна ОрхI заполняют про-

странство между таблитчатыми кристаллами плагиоклазов (рис. 2, а) и одновременно встречаются округлые включения ОрхI в этих плагиоклазах (рис. 2, б). Трудно интерпретировать сочетание указанных выше взаимоотношений в рамках предположения о кристаллизации данных минералов из одного расплава.

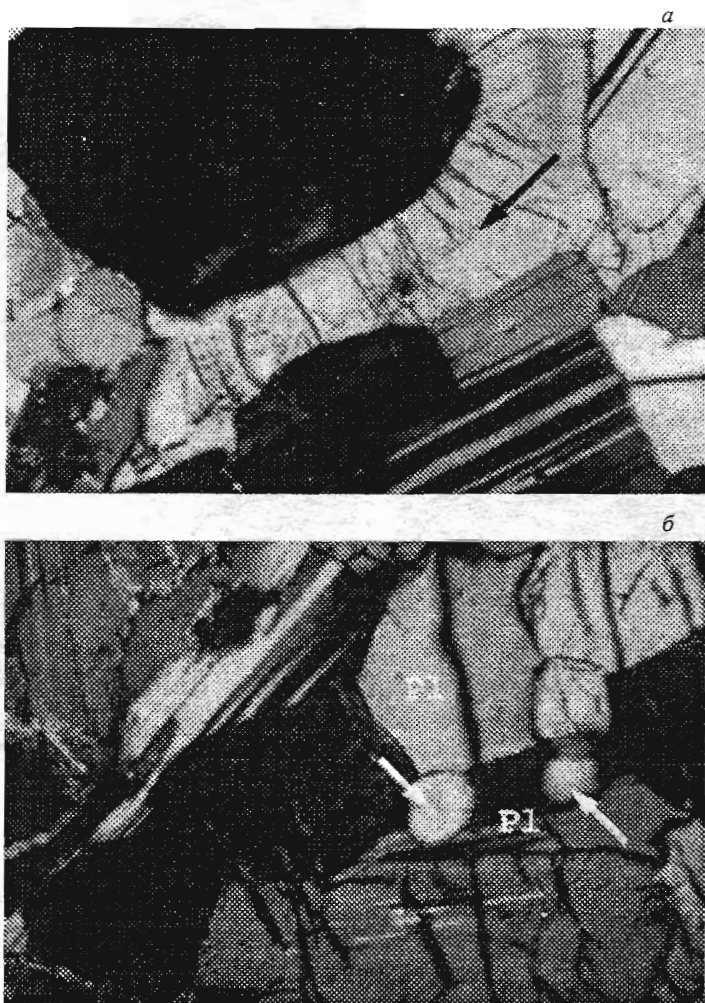


Рис. 2. Ортопироксен I в межзерновом пространстве PlII(a) и «шарики» ОрхI в PlII (б) (лейконорит; шлиф 1-CD; с анал.; увел. 140).

Микрозондовые определения составов пироксенов (табл. 1) показывают, что ОрхI представлен бронзитом (относительно низкокальциевым), ОрхII состоит из «материнской» матрицы бронзитового состава и тонких полосовидных выделений «дочернего» авгита (по данным химического анализа ортопироксенов со структурами распада [1], содержание Са в них близко или превышает предельно допустимое и составляет 0,087–0,107 атомов на шесть атомов кислорода). Поздний клинопироксен представлен авгитом или диопсидом. Имеющаяся в пределах расслоенной серии рудная (сульфидная) вкрапленность, заполняя межзерновые интерстиции в породах, в большинстве случаев

Таблица 1. Результаты микрондовых определений составов пироксенов из пород расслоенной серии массива Кивакка (образец 1-CD)

Образец	№ точ-тки	Диагностиру-емая фаза	Окислы, %													Минерал
			Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K	Cr				
Слой С —	12	ОрхI, включен-ный в Срх	54,479	0,166	1,895	11,565	0,215	29,457	1,500	—	—	0,639	Бронзит			
		То же	1,973	0,004	0,079	0,344	0,006	1,561	0,057	—	—	0,018				
			54,626	—	2,053	11,363	0,197	29,817	1,072	—	—	0,627				
пиро-ксениг	15	ОрхI, включен-ный в РI	1,973	—	0,086	0,337	0,006	1,576	0,041	—	—	0,018				
			54,810	—	1,294	11,122	0,242	30,500	1,063	—	—	0,700				
	18	Зерно ОрхII, матрица	1,944	—	0,054	0,33	0,007	1,613	0,04	—	—	0,02				
	17	Дочерняя фаза (Срх) в зерне ОрхII	54,104	0,151	2,069	11,129	0,332	29,982	1,303	—	—	0,748				
			1,923	0,004	0,087	0,331	0,01	1,588	0,05	—	—	0,021				
			50,195	0,310	2,938	4,785	—	15,568	24,256	0,580	—	1,211	Днопсид			
			1,866	0,009	0,129	0,149	—	0,863	0,966	0,042	—	0,036				
	14	Срх иптерсти-циальный	50,452	0,292	2,806	6,223	0,223	17,901	20,111	0,684	—	1,261	Авгит			
			1,867	0,008	0,122	0,193	0,007	0,988	0,798	0,049	—	0,037				
	3	ОрхI в меж-зерновом прос-транстве РI	54,395	—	1,711	12,097	0,313	29,633	1,144	—	—	0,579	Бронзит			
			1,938	—	0,072	0,36	0,009	1,573	0,044	—	—	0,579				
Слой D —	9	ОрхI в матрице плагиоклаза	54,473	0,229	1,558	10,854	0,293	29,716	2,258	—	—	0,589				
			1,936	0,006	0,065	0,323	0,009	1,574	0,086	—	—	0,017				
лейко-норит	7	ОрхII матрица	54,616	0,147	1,446	11,540	0,214	30,270	1,171	—	—	0,439				
			1,94	0,004	0,061	0,343	0,006	1,603	0,045	—	—	0,012				
	6	Дочерняя фаза (Срх) в зерне ОрхII	52,917	0,222	1,686	6,892	—	21,520	15,625	0,323	—	0,628	Авгит			
			1,925	0,006	0,072	0,21	—	1,167	0,609	0,023	—	0,018				
	11	ОрхII матрица	54,069	0,147	1,933	10,782	0,315	29,447	2,388	—	—	0,746	Бронзит			
			1,925	0,004	0,081	0,321	0,009	1,562	0,091	—	—	0,021				
	10	Дочерняя фаза (Срх) в зерне ОрхII	52,121	0,247	2,357	5,900	0,272	19,741	18,099	—	—	0,963	Авгит			
			1,905	0,007	0,102	0,18	0,008	1,075	0,709	—	—	0,028				

тяготеет к скоплениям зерен $OrxI$, а если сульфиды концентрируются непосредственно в пределах зерна $OrxI$, то образуют формы краевых кайм и внутриминеральных «заливов» с ровными резкими ограничениями. Во всех случаях сульфиды сопровождаются «флюидонасыщенными» фазами — актинолитом, биотитом, флогопитом, хлоритом, цоизитом, которые образуют срастания с рудными минералами и заполняют зонки сквозьминеральной трещиноватости (рис. 3).

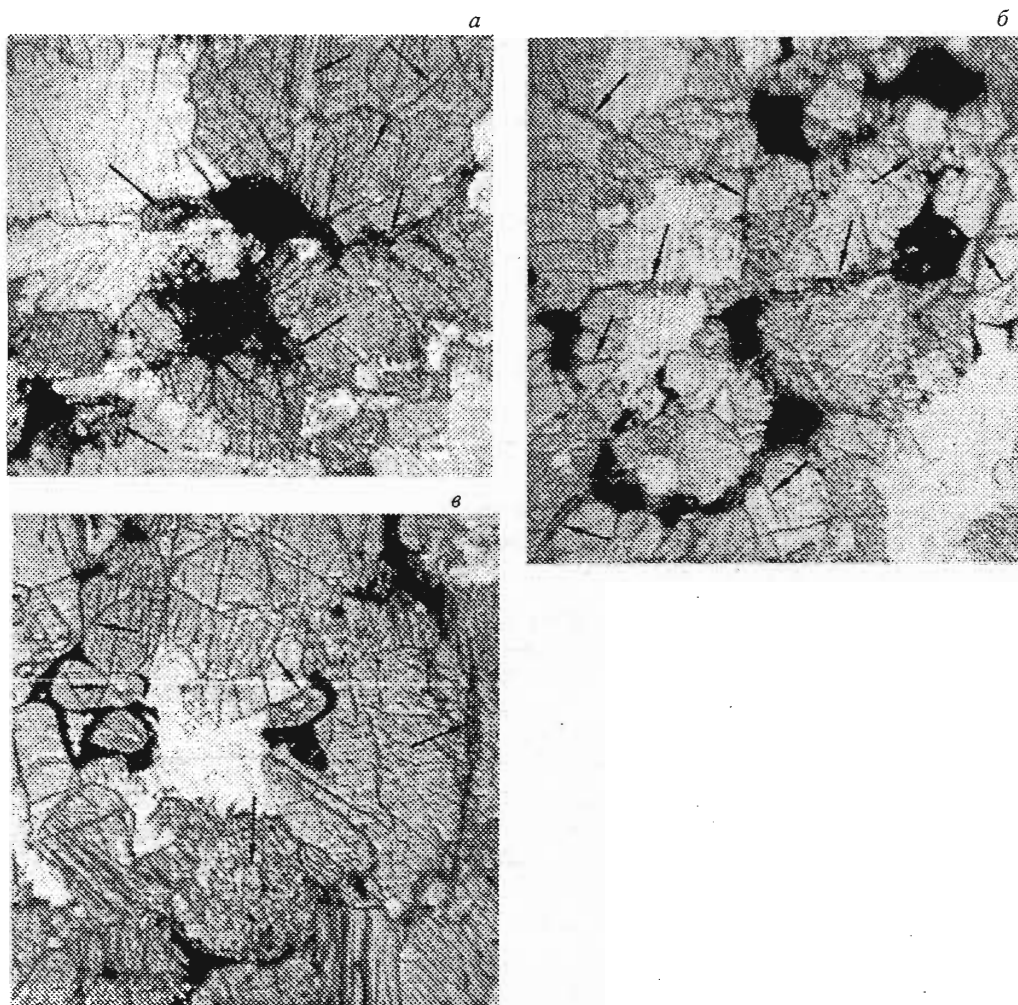


Рис. 3. Сульфидные (халькопирит-пирротиновые) скопления и сопряженные с ними зонки вторичных изменений в плагиоклазовых пироксенитах расслоенной серии.

Черное — сульфиды; стрелками указаны некоторые из трещин, выполненных цоизитом, биотитом, актинолитом, хлоритом и сульфидной «пылью». *а* — сквозьминеральные и внутриминеральные трещины, сопровождающие межзерновые скопления сульфидов; *б* — «паутина» межминеральных и внутриминеральных трещин, заполненных сульфидами и вторичными минералами; *в* — сульфидные «заливы» и каймы вокруг $OrxI$.

Микроэлементные ассоциации. Обсуждаемые результаты получены при изучении элементного состава 100 образцов, отобранных по разрезу вкрест простирания

слоистости и характеризующих расслоенную серию. Содержания элементов (Mn, Fe, Ti, Cr, Ni, Cu, Ca, Sr, Ga, Zn, Y, Pb, Co, V) определялись методом рентгенофлуоресцентного анализа (кафедра ядерной геофизики СПбГУ, аналитик К. В. Букин); контрольные определения (40 проб) выполнялись в ИГГД РАН (VRA-30, аналитик В. А. Артеева). Для выявления закономерностей распределения элементных ассоциаций применен метод главных компонент (МГК) факторного анализа.

Обратимся теперь к элементным ассоциациям, выделенным МГК для пород расслоенной серии (в расчетах, помимо содержаний элементов, использовались данные о количественном минеральном составе пород). В факторе 1, на долю которого приходится около 60% дисперсии системы, проявились две антагонистические ассоциации (рис. 4). Распределение значений этого фактора по разрезу выявляет жесткое разделение меланократовых слоев (положительные величины) и лейкократовых (отрицательные). В факторе 2 отчетливо выделяется ассоциация Y, Zr, Ti, Crx (\pm Cu, Sr, Ca, Ga, ОрхII, P1 в зависимости от участка разреза и набора переменных в исходной выборке), в противовес которой — факторные нагрузки с противоположным знаком — выступает ОрхI (\pm Cr). Вариации значений фактора по разрезу (рис. 4) разделяют слои с высоким суммарным содержанием группы P1+Crx+ОрхII (отрицательные величины) и слои с повышенным количеством ОрхI (более 25%).

Фактор 3 формируется «рудогенными» для массива Кивакка элементами, связанными с пирротин-халькопиритовой минерализацией, и характеризуется высокими нагрузками на Cu (до 0,80), Ni (до 0,57) и Pb (до 0,60). Его вес составляет 8–9% в общей дисперсии системы. Обращает на себя внимание, что при совместном анализе элементного и минерального составов в ассоциацию с Cu, Ni, Pb попадает ОрхI с нагрузками 0,50–0,60.

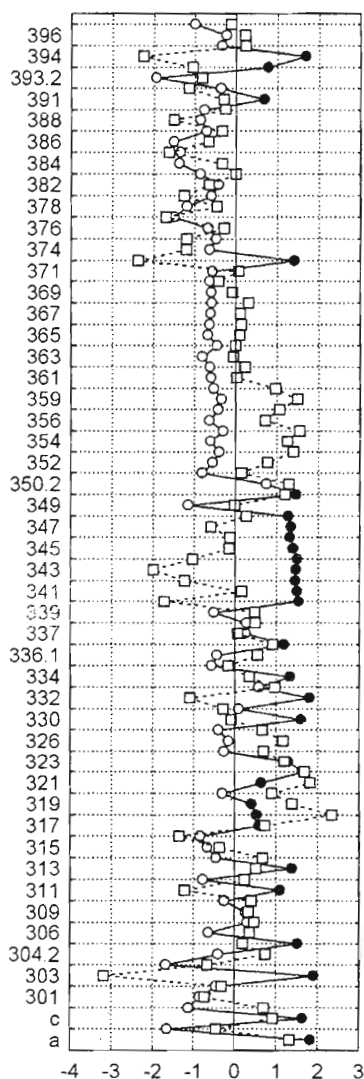
Распределение микроэлементов в рамках модели фракционной кристаллизации. Теоретические кривые распределения микроэлементов снизу вверх по разрезу от слоя к слою, рассчитанные в рамках модели фракционной кристаллизации с учетом минерального состава пород и коэффициентов распределения K между минералом и расплавом, не согласуются с эмпирическими наблюдениями (рис. 5).

Замечание. Кривые рассчитывали из уравнения

$$c^s = Kc^0 \exp \left(\int_0^{M^c} \frac{1-K}{M-x} dx \right), \quad (1)$$

где c^s — концентрация микроэлемента в твердой фазе; c^0 — концентрация микрокомпонента в системе до начала кристаллизации (определяется с учетом комбинированного коэффициента распределения из анализа самой первой пробы); M — масса системы; M^c — общая масса выпавших на дно камеры осевших кристаллов; K — комбинированный коэффициент распределения, т. е. $K = \sum_i K_i a_i$, здесь K_i — коэффициент распределения микрокомпонента между i -й кристаллической фазой и расплавом, a_i — доля i -й фазы в кристаллизующейся породе [2]. (Интеркумулус рассматривается как самостоятельная фаза с $K_i = 1$.)

В работе [2] зависимость (1) выводится из предположения о чистом фракционировании элементов в ходе кристаллизации (т. е. считается, что долей кристаллов, находящихся в данный момент времени в равновесии с расплавом, можно пренебречь по сравнению с долей остаточного расплава; захороненные на дне магматической камеры кристаллы не обмениваются веществом с расплавом) и закрытости системы (т. е. постоянстве массы всей системы и массы отдельных компонентов). Такая схема в идеале соответствует представлениям о направленном снизу вверх затвердевании расплава при условии его интенсивного перемешивания (например, в результате конвекции), а также моделям кристаллизационной дифференциации при достаточно высокой скорости оседания кристаллов на дно камеры (см., например, [3]). Также принимается, что составы минеральных фаз и расплава, а также P - T -условия кристаллизации остаются примерно постоянными для моделируемой части разреза (а следовательно, остаются постоянными и частные коэффициенты распределения). Такое предположение представляется оправданным для норитовой контрастно-расслоенной части массива Кивакка, что подтверждается предыдущими исследователями [1].



$$\begin{aligned}
 &\text{Фактор 1 (62\%)} \left\{ \begin{array}{l} \text{(пироксениты —●—)} \\ \text{(нориты, лейконориты —○—)} \end{array} \right. \\
 &\frac{+Mn_{98} \text{ Fe}_{97} \text{ Cr}_{96} \text{ Zn}_{91} \text{ Ni}_{84} \text{ Ti}_{79} \text{ OpхII}_{73} \text{ OpхI}_{47} \text{ Y}_{33} \text{ Срх}_{28}}{-Pl_{92} \text{ Sr}_{90} \text{ Ca}_{89} \text{ Ga}_{59}} \\
 &\text{Фактор 2 (12\%)} \quad \square \quad \frac{+ \text{OpхI}_{62}}{- \text{Срх}_{83} \text{ Y}_{56} \text{ Ga}_{51} \text{ Ti}_{43}}
 \end{aligned}$$

Рис. 4. Структуры факторов и вариации их значений по разрезу расслоенной серии массива Кивакка.

Вертикальная ось — точки опробования снизу вверх по разрезу и их номера, горизонтальная — значения факторов.

Различия выражаются или в эпизодической полной несогласованности теоретических и наблюдаемых значений концентраций, или в согласованном поведении с различающимися в 2–4 раза концентрациями. Также для некоторых элементов необходимо отметить отсутствие теоретически ожидаемых трендов (определяемых обогащением или, наоборот, обеднением остаточного расплава компонентом при фракционировании) в реальных распределениях в пределах как изученного разреза, так и отдельных слоев. Полученные различия можно объяснить участием в формировании расслоенности, помимо фракционирования, еще какого-либо процесса (например, ликвации).

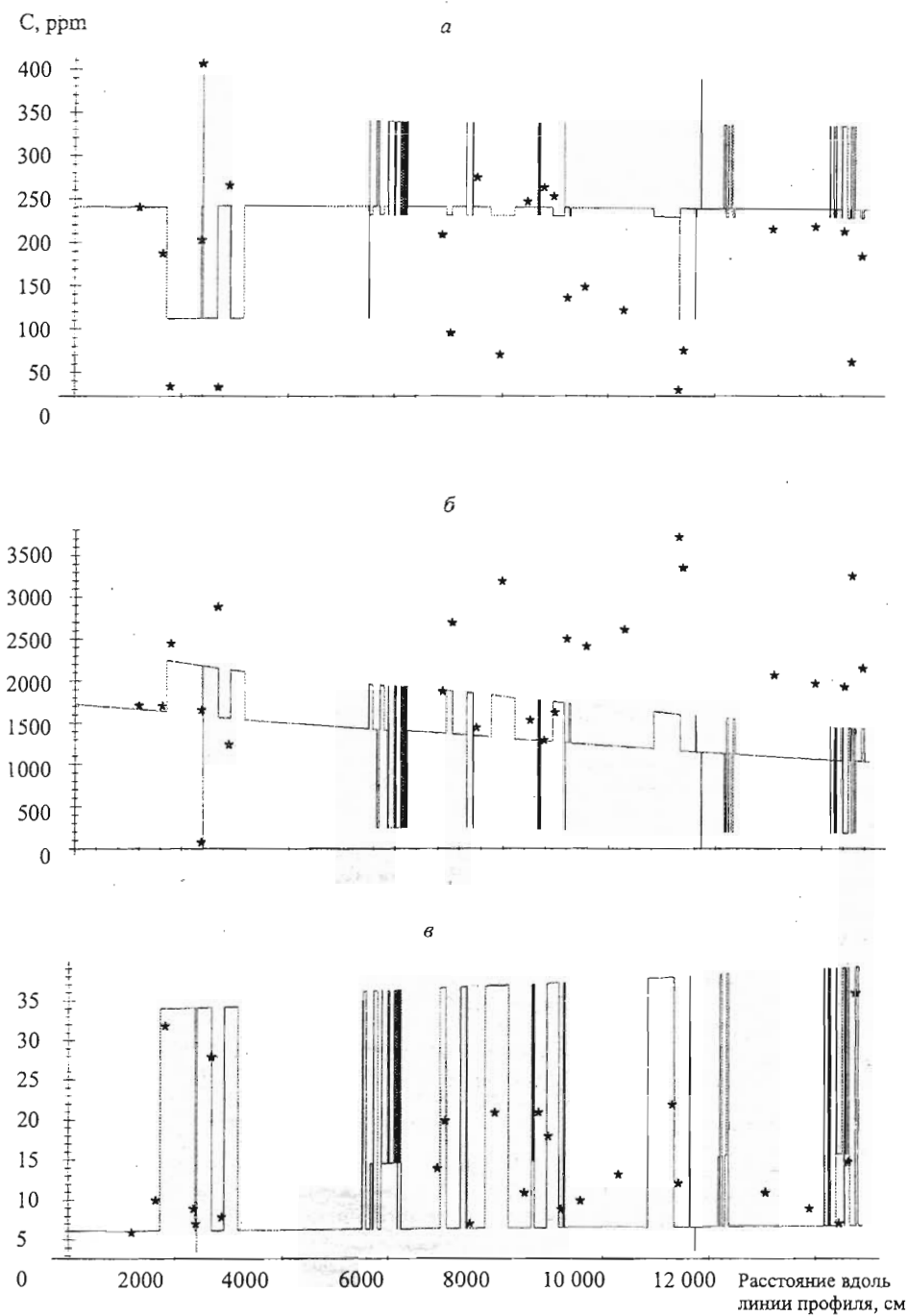


Рис. 5. Распределение Sr (*a*), Cr (*б*) и Zr (*в*) в рамках фракционной кристаллизации (сплошная линия) и наблюдаемые содержания в породе (звездочки).

Рисунок расслоенности (геометрические и стохастические особенности).

Вкрест простирания слоистости изучен непрерывный разрез контрастно-ритмично чередующихся пироксенитов, меланоноритов, норитов, лейконоритов и анортозитов общей мощностью около 1000 м. Мощности отдельных слоев варьируют от первых миллиметров до первых десятков метров. В подавляющем большинстве слои имеют резкие границы и однородное строение.

Существующие гипотезы появления в интрузиях ритмической расслоенности можно условно разделить на две группы. К первой относятся гипотезы, описывающие формирование расслоенности как последовательное снизу вверх приращение новых слоев. При этом за основу моделей принимаются представления из теории металлических отливок (см. [4, 5]), идеи фракционной кристаллизации [6, 7] и др. Ко второй группе гипотез, объясняющих появление ритмичной расслоенности, отнесем те, которые рассматривают процесс формирования слоев сразу во всем объеме магматической камеры. Теряя при этом понятие направления в последовательности слоев, мы приобретаем возможность изучать интрузив в целом как геометрический объект. К этой группе, в частности, относятся представления о формировании слоев вследствие ликвации и жидкостной дифференциации магматического расплава. Осуществимость указанных процессов подтверждалась в разные годы экспериментальными работами, в частности Л. М. Делицыным и Б. Н. Мелентьевым для силикатно-солевых систем [8], А. А. Маракушевым для кислых магм [9], Н. И. Безменом для базитовых расплавов в присутствии водородсодержащего флюида [10].

Полученные нами [11] последовательности мощностей слоев контрастной ритмики критической зоны (несколько тысяч слоев с мощностями от миллиметров до десятков метров) являются представительным статистическим материалом, положенным в основу построения геометрико-вероятностной модели расслоенности.

В рамках первой группы гипотез (из двух указанных выше) будем адекватно рассматривать последовательность мощностей слоев (и ритмов)¹ как реализацию некоторого случайного процесса или траекторию динамической системы (ДС) ξ_n с дискретным «временем» ($n=0,1,2,\dots$ — номер слоя).

Простейшей моделью образования слоев можно считать строго периодическое движение некоторой ДС (например, колебание состава остаточной жидкости либо на фронте кристаллизации [4], либо во всем объеме хорошо перемешиваемого расплава [7]). Предполагая пропорциональность мощности образуемого слоя (ритма) периоду колебания ДС, следует ожидать появления простой регулярной ритмики смены пород вкрест расслоенности. Полагая для наложенного на ДС «белого шума» (влияние большого числа неучтенных случайных факторов) гауссово распределение ($\eta_n \sim N(0, \sigma)$), получаем гауссово распределение и для последовательности мощностей слоев (ритмов): $\xi_n = p + \eta_n$ (где p — средняя мощность слоя), $\xi_n \sim N(p, \sigma)$.

Допустим теперь, что распределение мощностей слоев (ритмов) соответствует полному хаосу, т. е. не подчиняется никакой закономерности. Известно, что для последовательности неотрицательных величин показательный закон распределения является необходимым условием полного хаоса как закон с максимальной энтропией [12]. Показательного закона следует также ожидать при наличии достаточно большого числа (четырех и более) процессов, формирующих границы между слоями, как это следует из теории потоков случайных событий [13]. (Принимая в качестве времени координату x на прямой вкрест расслоенности, с понятием «событие» можно отождествить встречу любой границы между слоями (ритмами) при равномерном движении снизу вверх по разрезу интрузива.) Гипотезы соответствия распределений мощностей слоев (ритмов) как показательному, так и нормальному закону распределения отвергаются с надежностью 99%, откуда следует, что ритмическая расслоенность «критической» зоны массива Кивакка не может быть результатом простой периодической динамики слоеобразования; в то же время формирование расслоенности определялось действием малого количества (скорее всего не более трех) независимых процессов.

Вывод об отсутствии хаоса также подтверждается автокорреляционными функциями (рис. 6), из которых следует, что последовательность мощностей слоев квазипериодична (а следовательно, квазипериодична и ДС, если таковая существует). Кроме того, практически полная идентичность автокорреляционных функций для «нормальных» ξ_n и «инвертированных» $\hat{\xi}_n$ ритмов позволяет сделать предположение о том, что гипотетическая ДС определяла не только мощности ритмов, но и мощности каждого слоя внутри ритма. В противном случае одна из последовательностей ритмов несла бы в себе дополнительный шум за счет ошибки определения ритма и, следовательно, теряла бы информацию об автокорреляциях.

¹Здесь в качестве ритма рассматривается последовательность из двух слоев, с более меланократовым составом в нижней части и более лейкократовым в верхней (нормальный ритм, ξ_n) или же с лейкократовой нижней и меланократовой верхней частями («инвертированный» ритм, $\hat{\xi}_n$).

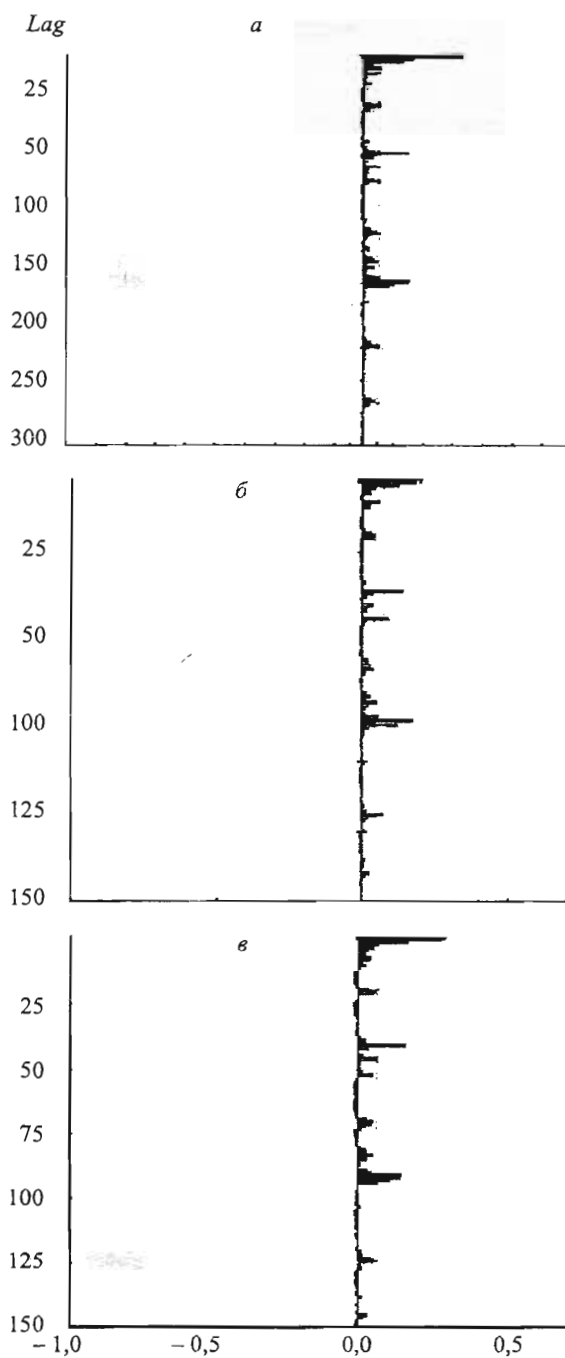


Рис. 6. Автокорреляционные функции по последовательностям мощностей всех слоев (*a*), «нормальных» ритмов (*б*), «инвертированных» ритмов (*в*) для профиля 101.

Фрактальная вероятностная модель расслоения магматического расплава. В рамках представлений об одновременном, в частности ликвационном, формировании слоев можно предложить две концептуальные схемы разделения вещества в магматической камере: схема I — многократно повторяющийся процесс ликвационного расслоения расплава (каждый возникший слой подвергается самостоятельному последующему расслоению) [8]; концептуальная схема II — одноактная ликвация расплава с последующим сегрегированием двух образовавшихся жидкостей в отдельные слои (расслоением) в объеме всей расслоенной серии. И та, и другая схемы приведут к формированию сходных рисунков расслоенности.

Предположив, что рисунок последующего расслоения каждого самостоятельного слоя подобен всему разрезу в целом, в пределе получим так называемое самоподобное множество² в общем случае с фрактальной размерностью [14]. Для такого множества, в частности, характерно, что при покрытии его ячейками со стороной l количество непустых ячеек будет описываться равенством

$$N(l) \propto l^{-D}, \quad (2)$$

где D — фрактальная размерность множества. Расчеты показали, что такая зависимость действительно имеет место. Более того, практически совпадающие оценки фрактальной размерности для двух независимых пересечений ($D_{\text{профиль}101} = 0,49 \pm 0,01$; $D_{\text{профиль}107} = 0,48 \pm 0,01$) позволяют говорить о правдоподобии предположения фрактальной структуры для множества границ между слоями.

Построим вероятностную модель множества границ между слоями. С учетом выявленных характеристик расслоенности искомое множество должно отвечать следующим требованиям: 1) должно быть случайным; 2) должно удовлетворять уравнению (2); 3) автокорреляционная функция, построенная по последовательности интервалов между его точками, должна быть квазипериодической.

Пусть исследуемый разрез (часть разреза) отображается отрезком $[0,1]$ вещественной оси. Пусть на первом акте расслоения (концептуальная схема I) из рассматриваемого участка расплава образовались n слоев с мощностями, пропорциональными q_0, \dots, q_{n-1} соответственно, $\sum_i q_i = 1$. Обозначим p_i относительную способность i -го слоя к дальнейшему расслоению (заметим, что некоторые слои могут его не обладать, т.е. $p_i = 0$), $\sum_i p_i = 1$. Легко понять, что после реализации процесса по указанной схеме p_i будут соответствовать доле образованных слоев в i -й части «материнского» слоя. (В рамках схемы II p_i будут обратно пропорциональны интенсивности пространственного перераспределения двух жидкостей с образованием слоев при минимизации общей поверхностной энергии смеси. Значения p_i , близкие к единице, будут соответствовать начальным стадиям расслоения, приводящим к возникновению большого количества маломощных слоев; p_i , близкие к нулю, отвечают наиболее глубоко прошедшему слоеобразованию, в идеале — на два слоя.)

Предположим, что на каждом акте расслоения параметры n, p, q остаются такими же для каждого самостоятельного слоя, т.е. в среднем динамика слоеобразования для каждого масштабного уровня подобна таковой для изучаемого разреза в целом (при кажущейся искусственности такого предположения тем важнее представляется результат проверки адекватности обсуждаемого построения реальным разрезам). Тогда множество границ между слоями можно рассмотреть как множество реализаций случайной величины $\xi = \Delta_{\eta_1, \eta_2, \dots}$ с одинаково распределенными Q -символами [15] η_i , которые принимают значения $0, 1, \dots, n-1$ с вероятностями p_0, p_1, \dots, p_{n-1} соответственно.

Замечание. Известно, что любое число $x \in [0, 1]$ можно однозначно представить в виде последовательности символов $x = \Delta_{\alpha_1, \alpha_2, \dots}$, где α_k — номер (символ) интервала длиной $q_{\alpha_k} \cdot \prod_{i=1}^{k-1} q_{\alpha_i}$, в который попадает точка x на k -м шаге разбиения вмещающего интервала на n подынтервалов, пропорциональных числам q_0, \dots, q_{n-1} , $\sum_i q_i = 1$.

² Рассматривается множество пересечений границ слоев с прямой вкост их простираения, т.е. точечное множество, вложенное в одномерное пространство.

Случайная величина ξ полностью определяется функцией распределения

$$F(\lambda, x) = \begin{cases} 0, & x < 0, \\ \sum_{k=1}^{\infty} \left(\sum_{i=0}^{\alpha_k(x)-1} p_i \right) \prod_{i=1}^{k-1} p_{\alpha_i(x)}, & x \in [0, 1], \\ 1, & x > 1, \end{cases}$$

которая относится к классу чисто сингулярных распределений с самоподобным носителем (т. е. множеством значений, которые может принимать случайная величина), полностью удовлетворяет сформулированным выше требованиям и, следовательно, может служить моделью для множества границ между слоями (ритмами). Более того, критерий Колмогорова–Смирнова позволяет не только проверять адекватность выбранной модели реальному разрезу, но и оценивать параметры модели $\lambda = (q_0, \dots, q_{n-1}, p_0, \dots, p_{n-1})$ путем минимизации максимального расстояния между эмпирической и теоретической функциями распределения.

На рис. 7, а показан фрагмент норитовой контрастно расслоенной серии массива Кивакка. По этому фрагменту получены оценки параметров $(p_i^*, q_i^*; i = 0, \dots, n)$ модели, при которых теоретическая функция распределения не противоречит выбранной части разреза (уровень значимости $\alpha = 0,05$). В рамках фиксированной функции распределения с помощью генератора случайных чисел построен теоретический разрез (см. рис. 7, б), характеризующийся самоподобной структурой и квазипериодической автокорреляционной функцией (рис. 8). Необходимо отметить также хорошее совпадение оценок фрактальной размерности для модельного ($D=0,49 \pm 0,01$) и реального ($D=0,48 \pm 0,01$) разрезов [16, 17].

Таким образом, рисунки контрастной расслоенности отдельных уровней «критической» зоны массива Кивакка соответствуют представлению об их формировании в результате жидкостного расслоения магмы, чему не противоречит предложенная концептуальная вероятностная модель.

Выявленные для массива Кивакка стохастические и геометрические особенности ритмической расслоенности позволяют установить некоторые ограничения на модели ее формирования [16, 17]: 1) нельзя воспроизвести реальный объект в рамках модели простого периодического последовательного во времени слоеобразования; в то же время формирование расслоенности определялось действием малого количества (скорее всего не более трех) независимых процессов; 2) предложенная математическая модель хорошо согласуется с геометрией расслоенности реального объекта (см. рис. 7, 8).

Обсуждение и интерпретация результатов. Будем исходить из того, что расслоенная структура изучаемого типа интрузивов может обеспечиваться или на стадии существования расплава, или в процессе кристаллизации твердой фазы, или же при совместном проявлении этих вариантов. В первом случае ритмичная полосчатость появляется вследствие ликвации расплава с последующим перераспределением ликвирующих фаз — расслоением [8]. Во втором расслоенность обеспечивается послышной концентрацией кристаллизующихся фаз (меланократовых и лейкократовых); обсуждаются различные механизмы такого послышного распределения кристаллов, чаще всего принимается и доказывается фракционная кристаллизация [6]. Рассмотрим интерпретацию полученных результатов в рамках двух указанных вариантов.

Обратимся в первую очередь к интерпретации структур микроэлементных ассоциаций, выделенных факторным анализом [18]. Сравнение с данными табл. 2 показывает, что структура геохимических связей фактора 1 (см. рис. 4) обеспечивается фракционированием элементов в соответствии с их коэффициентами распределения в системе кристалл/расплав. Очевидно, что неравномерное распределение кристаллических фаз (плагиоклаза относительно пироксенов) в объеме магматической камеры приводит к появлению антагонистических ассоциаций и вносит максимальный вклад в диспер-

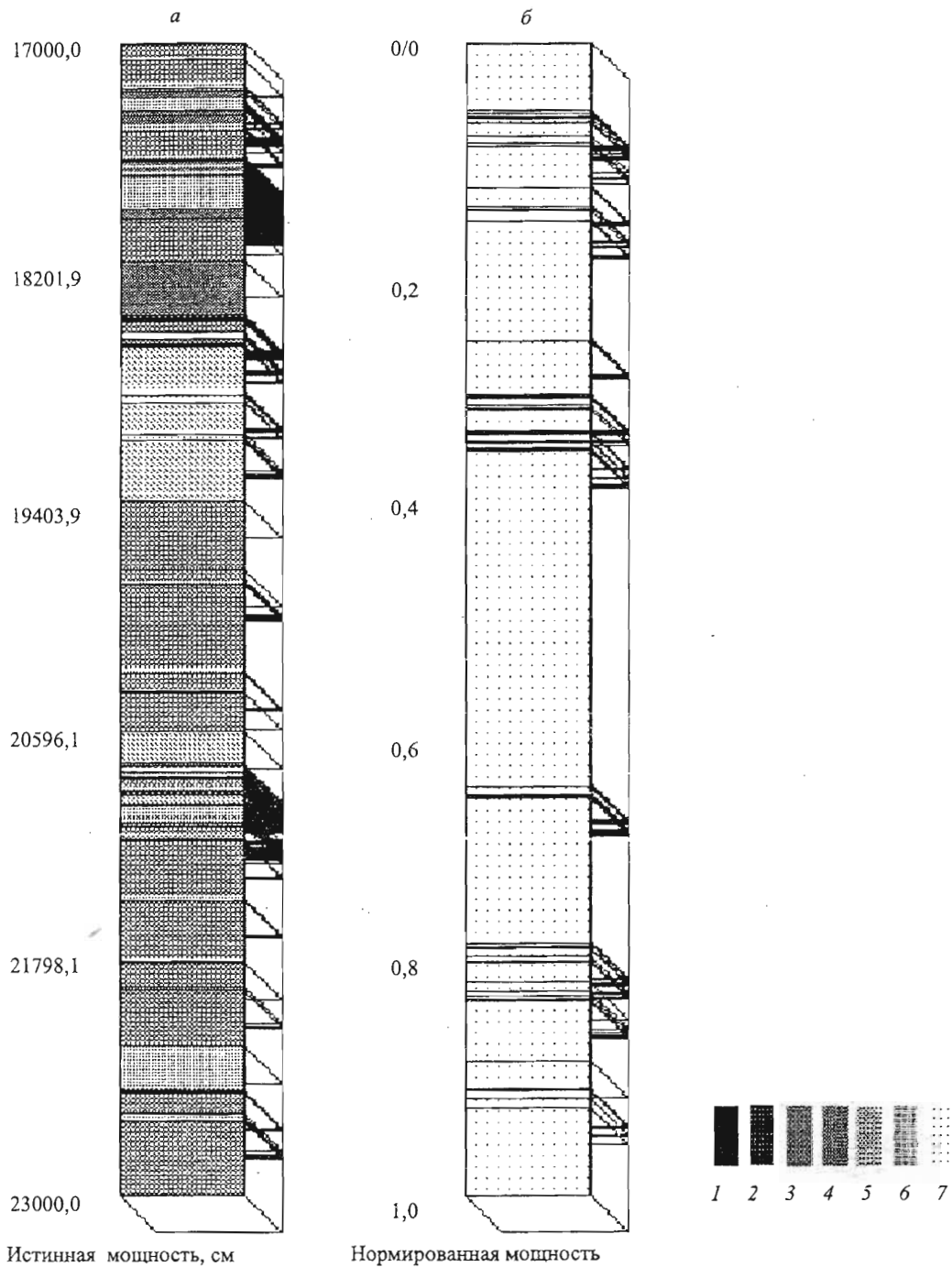


Рис. 7. Фрагмент норитовой контрастно расслоенной серии массива Кивакка (а) и соответствующий ему модельный разрез (б).

1 — оливиниты, гарцбургиты, оливиновые пироксениты; 2 — пироксениты; 3 — меланориты; 4 — нориты; 5 — лейконориты; 6 — габбронориты; 7 — анортзиты. Крап относится к реальному разрезу.

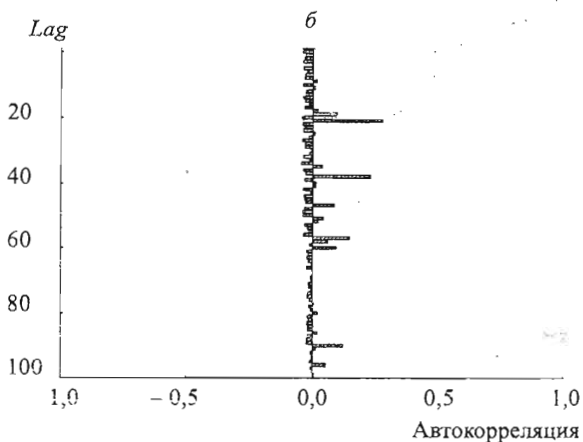
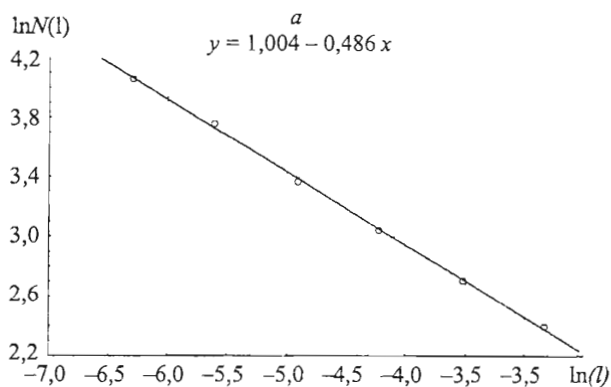


Рис. 8. Оценка фрактальной размерности (тангенс угла наклона линии линейной регрессии) для множества границ между слоями модельного разреза (а) и автокорреляционная функция по последовательностям мощностей слоев модельного разреза (б).

сию микроэлементов. Таким образом, фактор 1 отражает послойное перераспределение твердой фазы (кристаллизационную дифференциацию).

Элементную композицию фактора 2 уже нельзя объяснить накоплением характерных микроэлементов в одном из минералов по отношению к другим в соответствии с коэффициентами распределения кристалл/расплав. Более того, высокие значения фактора, обусловленные ассоциацией Y, Zr, Ti, Ga (см. рис. 4), связаны лишь с суммарным содержанием $OrxII + Crx + Pl$ в образце и совершенно не зависят от соотношения меланократовых ($OrxII$, Crx) и лейкократовых минералов в этой композиции. Так, в одних случаях такие образцы представлены пироксенитами, состоящими из $OrxII$ и Crx (на рис. 4 — образцы 303, 340–347 с отрицательными значениями фактора 2 и положительными фактора 1), в других — лейконоритами, лейкогаброноритами, плагиоклазитами (образцы 374–389 с отрицательными значениями факторов 1 и 2; см. рис. 4).

Структуру фактора 2 можно разумно объяснить, если предположить, что $OrxI$ распределялся в объеме расслоенной серии независимо от остальных минералов ($OrxII$, Pl ,

Таблица 2. Коэффициенты распределения кристалл/расплав для базальтовых расплавов [19]

Элемент	Pl	Orх	Срх
Sr	1,83	0,04	0,06
V	—	0,6	1,35
Ni	—	5	1,5–14
Cr	—	10	34
Co	—	2–4	0,5–2
Ti	0,04	0,1	0,4
Zr	0,048	0,18	0,1
Y	0,03	0,18	0,9

Срх), образуя слои с разными концентрациями (от 5 до 60%).³ Очевидно, что такое перераспределение ОрхI могло происходить только в жидкой матрице. В этом случае возможны два варианта: 1) выделение существенно «ортопироксенитовой» жидкости (в матрице более кислой «базальтоидной») вследствие ликвации или жидкостной дифференциации магматического расплава с последующей ее структуризацией в субгоризонтальные слои и затем кристаллизация ОрхI из одной жидкости и ОрхII + Pl + Срх из другой (базальтоидной); 2) ранняя кристаллизация ОрхI и формирование слоистой структуры в рамках одной из подходящих схем кристаллизационной дифференциации. В первом варианте неизбежно фракционирование микроэлементов в соответствии с коэффициентами распределения жидкость/жидкость. Результаты эксперимента [10, 24] по расслоению базальтоидных расплавов на более основную (высокомагнезиальную) и менее основную жидкости показывают, что вторая обогащается Ti в 1,5–2 раза и обедняется Sr в пользу первой. Если в анализируемом случае ОрхI действительно кристаллизовался из более магнезиального ликвата в матрице «лейкократовой» жидкости, то элементная структура фактора 2 объясняется обеднением «ортопироксенитовой» жидкости Y, Zr, Ti в пользу «базальтоидной». Для второго варианта элементная структура рассматриваемого фактора определяется первичной кристаллизацией ОрхI. Остаточный расплав, согласно коэффициентам распределения, обогащается Zr, Y, Ti и впоследствии раскристаллизовывается в ассоциацию ОрхII+Pl+Срх. Такому предположению противоречат взаимные срастания округлых зерен ОрхI с Pl и ОрхII и структуры заполнения межзернового пространства плагиоклазов ксеноморфным ОрхI.

³ Здесь надо заметить, что о различных условиях кристаллизации ОрхI и ОрхII свидетельствуют результаты изучения строения и состава зерен этих минералов. Известно, что структуры распада твердых растворов, в том числе и в энстатитах-бронзитах, появляются при медленном охлаждении системы и не образуются в условиях быстрого охлаждения [20]; не характерны структуры распада твердых растворов для ортопироксенов ультраосновных (перидотит-пироксенитовых) интрузивов [21]. Эти наблюдения вполне согласуются с экспериментальными данными [22, 23], выявившими область распада твердых растворов практически для всего интервала составов растворов энстатита и диопсида: за ее пределами находятся лишь низкокальциевые составы, приближающиеся к чистым магнезиальным. Очевидно, что сосуществование в одном и том же слое двух разновидностей ортопироксенов (со структурами распада и без) вряд ли можно объяснить различной скоростью их охлаждения. Более приемлемо предположение о том, что один кристаллизовался из относительно низкокальциевой и более магнезиальной жидкости (ОрхI), а другой — из относительно богатой кальцием жидкости (ОрхII). С этим согласуется более высокая кальциевость ОрхII (0,087–0,107 атомов Са на шесть атомов кислорода по результатам химического анализа, которые отражают валовый состав ортопироксена со структурами распада твердых растворов и соответствуют исходному составу гомогенного кристалла — данные М. М. Лаврова [1], по сравнению с ОрхI (0,040–0,086 атомов Са на шесть атомов кислорода, см. табл.1).

Предпочтительным является первый вариант интерпретации данного фактора как фактора ликвационного расслоения.

Необходимо подчеркнуть, что веса факторов (58,2 и 18,6 для факторов кристаллизационной дифференциации и жидкостного расслоения соответственно) не отражают интенсивности проявления процессов как таковых, но обеспечиваются дисперсиями элементов. Существенно более высокий вес фактора кристаллизационной дифференциации связан прежде всего с тем, что коэффициенты распределения кристалл/расплав могут отличаться для разных кристаллических фаз на несколько порядков, в то время как для коэффициентов распределения между двумя жидкостями близкого состава естественно предположить значения, различающиеся не более чем в 2–3 раза.

Результаты факторного анализа в рамках предлагаемой интерпретации хорошо согласуются с данными изучения геометрии расслоенности. Так, на рис. 9 показаны значения факторов для смоделированной части разреза, включающей участки с параметрами p_i модели, не равными нулю. Необходимо отметить, что геометрическая модель расслоения магматического расплава оказалась непротиворечивой именно для той части разреза, где значения фактора фракционирования близки к нулю, т. е. рисунок предполагаемого ликвационного расслоения мог сохраниться в наиболее чистом виде. Высокие абсолютные значения фактора 1 соответствуют участкам разреза, для которых геометрическая модель была отвергнута с надежностью 99%.

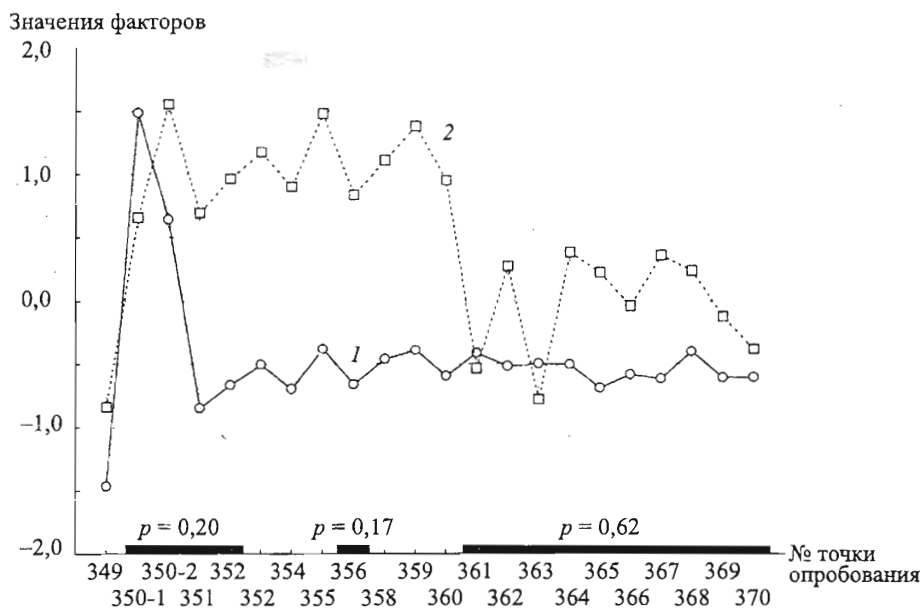


Рис. 9. Распределение значений факторов 1 (1) и 2 (2) для смоделированной части разреза. Черные полосы в нижней части графика отвечают частям разреза с параметрами модели p_i , не равными нулю.

В процессе поиска наилучших параметров вычислительная процедура на основе только геометрических данных выделила те же зоны, которые определяются на ос-

новании независимого изучения распределения элементов. Прежде всего это касается части разреза с высоким значением параметра $p_1=0,62$, которая соответствует зоне интенсивной расслоенности. В рамках предлагаемой модели она образовалась вследствие глубоко прошедшего многократного расслоения либо в результате одноактного расслоения со слабой интенсивностью пространственного перераспределения жидкостей, что должно соответствовать малым значениям фактора 2, как это и наблюдается в интервале образцов 361–370. Явная связь геометрических параметров модели и структурно-вещественных особенностей интрузии является еще одним свидетельством адекватности разработанной модели.

Предлагаемый вариант ликвационного расслоения расплава на существенно «ортопироксенитовую» и «базальтоидную» жидкости (фактор 2) согласуется с результатами эксперимента [10, 24]. Подобная жидкостная несмесимость с образованием двух расплавов, один из которых кристаллизуется в пироксенит (и пикрит), а другой — в долерит, показана для нескольких природных объектов [24–27]. В этой связи нужно обратить внимание на наблюдения структур быстрой закалки маломощных струй базальтового расплава в образцах, поднятых со дна Тихого океана [24]: устанавливаются эмульсионные и струйчатые структуры лав с меланократовыми (оливин-пироксеновыми) «каплями» и струями в более лейкократовой матрице, зрелые стадии такой ликвации приводят к возникновению расслоенных лавовых потоков; с такими меланократовыми силикатными обособлениями (и только с ними) связано выделение магнетитовой и сульфидной флюидонасыщенных рудных жидкостей, которые консервируются в меланократовом ликвате, а также формируют пузырьковые камеры, струи-прожилки и заполняют микротрещины в окружающем этот ликват пространстве.

Усматривая аналогию с наблюдениями Н. Г. Прокопцева, отметим указанную выше сопряженность ОрхI и рудной минерализации, что устанавливается в шлифах и подтверждается статистически (фактор 3). Минеральные ассоциации и их взаимоотношения в данном случае укладываются в рамки представлений Н. Г. Прокопцева о рудно-силикатной ликвации «меланократовой» жидкости с обособлением флюидонасыщенного рудного расплава.

Таким образом, предлагаемая в статье интерпретация характера жидкостной несмесимости не является оригинальной. Безусловно, для полнокристаллических интрузивных пород трудно ожидать проявления прямых признаков жидкостной несмесимости, подобно указанным Н. Г. Прокопцевым: наложенные процессы кристаллизации расплава неизбежно будут затушевывать их. Однако представленные косвенные признаки вполне позволяют предполагать жидкостную несмесимость при образовании пород расслоенной серии массива Кивакка. Здесь хочется акцентировать внимание на том, что округлые формы сечений ОрхI нельзя считать результатом «подходящих» плоскостных срезов: в полированных образцах в полупрозрачной матрице плагиоклазов и клинопироксенов отчетливо видны идеальные шарики («капли») этого минерала диаметром от 0,5 до 5 мм. (Подобные капельные структуры формируются при жидкостной несмесимости в ситуации, когда одна из фаз находится в резко подчиненном количестве [28].)

Комплекс геохимических, геометрических, петрографических особенностей критической зоны позволяет предложить модель двустадийного формирования контрастной расслоенности: жидкостное расслоение на докристаллизационном этапе с последующей кристаллизационной дифференциацией (в рамках, например, фракционной кристаллизации) при незначительном перемещении твердых фаз в пределах одного-двух слоев. Жидкостная несмесимость проявляется в объеме всей контрастно-расслоенной серии и приводит к формированию послышной неоднородности в указанном объеме.

Принимая, что процесс жидкостного расслоения задает в целом исходный рисунок расслоенности на стадии расплава, следует учитывать, что этот рисунок осложнялся последующей кристаллизационной дифференциацией при затвердевании расплава. За счет кристаллизационной дифференциации усиливается контрастность такой послойной неоднородности и нарушается ее исходный рисунок для большей части разреза расслоенной серии. Однако отдельные фрагменты в рассматриваемом объеме сохраняют первичную структуру жидкостной неоднородности расплава.

Summary

Kotov S. R., Kotova I. K. Liquid and crystalline differentiation as the processes determining the structure of contrast layering of Kivakka massif (Northern Karelia).

In the paper the complex of geometrical, petrographical and geochemical characteristics of the layered series of mafic-ultramafic massif Kivakka has been investigated. The two-stage model of contrast rhythmic formation is offered: the liquid differentiation of magma on the pre-crystalline stage with subsequent crystalline differentiation.

Литература

1. *Лавров М. М.* Гипербазиты и расслоенные перидотит-габбро-норитовые интрузии докембрия Северной Карелии. Л., 1979.
2. *Рябчиков И. Д.* Термодинамический анализ поведения малых элементов при кристаллизации силикатных расплавов. М., 1965.
3. *Френкель М. Я., Ярошевский А. А., Аришкин А. А., Бармина Г. С.* и др. Динамика внутрикамерной дифференциации базитовых магм. М., 1988.
4. *Шаронов В. Н., Черепанов А. Н.* Динамика дифференциации магм. Новосибирск, 1986.
5. *Шарков Е. В.* Петрология расслоенных интрузий. Л., 1980.
6. *Уэйджерс Л., Браун Г.* Расслоенные изверженные породы / Пер. с англ.; Под ред. В. П. Петрова. М., 1970.
7. *Hort M., Marsh B. D., Spohn T.* Igneous layering through oscillatory nucleation and crystal settling in well-mixed magmas // *Contrib. Miner. Petrol.* 1993. Vol. 114.
8. *Делицын Л. М., Мелентьев Б. Н.* Механизм формирования полосчатых горных пород // Бюл. Моск. об-ва испыт. природы. Отд. геол. 1979. Т. 54, вып. 4.
9. *Маракушев А. А., Иванов И. П., Римкевич В. С.* Экспериментальное воспроизведение ритмической магматической расслоенности // Докл. АН СССР, 1981. Т. 258, № 1.
10. *Bezmen N. I.* Hydrogen in magmatic systems // *Experiment in Geosciences.* 1992. Vol. 1, N 2.
11. *Высоцкий Ю. А., Котов С. Р.* Структура расслоенности базитового массива Кивакка (Северная Карелия) // Тез. докл. конференции «Докембрий Северной Евразии». СПб., 1997.
12. *Клубяк С.* Теория информации и статистика. М., 1967.
13. *Вентцель Е. С., Овчаров Л. А.* Теория случайных процессов и ее инженерные приложения. М., 1991.
14. *Mandelbrot B. B.* The fractal geometry of nature. New York, 1983.
15. *Турбин А. Ф., Працевитый Н. В.* Фрактальные множества, функции, распределения. Киев, 1992.
16. *Kotov S. R.* Fractal and stochastic properties of rhythmic layering in mafic intrusions in the frame of the model of liquid layering of the melt // *Capricious Earth: Models and modelling of geological processes and objects.* St. Petersburg; Athens, 2000.
17. *Котов С. Р.* Стохастические и геометрические ограничения на модели формирования расслоенности в базитовых интрузиях. СПб., 1998, 13 с. Деп. в ВИНТИ, № 659-В98 от 6 марта 1998 г.
18. *Котова И. К., Котов С. Р., Букин К. В., Высоцкий Ю. А.* Процессы, контролирующее распределение химических элементов в расслоенном массиве Кивакка (Северная Карелия) // Образование и локализация руд в земной коре / Под ред. И. В. Булдакова, Б. К. Львова. СПб., 1999.
19. *Rollinson H.* Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. New York, 1993.
20. *Кокс К. Г., Белл Дж. Д., Панкхерст Р. Дж.* Интерпретация изверженных горных пород / Пер. с англ.; Под ред. Р. Н. Соболева. М., 1982.
21. *Минералы: В 7 т. / Ред. акад. Ф. В. Чухрова.* М., 1981. Т. 3, вып. 2.
22. *Atlas L.* The polymorphism of $MgSiO_3$ and solid-state equilibria in the system $MgSiO_3-CaMgSi_2O_6$ // *J. Geol.* 1952. Vol. 5, N 2.
23. *Кравчук И. Ф.* Энергетика, термодинамика и стабильность твердых растворов оливинов и пироксенов // Геохимия. 1981. № 8.
24. *Маракушев А. А., Безмен Н. И.* Эволюция метеоритного вещества, планет и магматических серий. М., 1983.
25. *Прокопцев Н. Г.* Рудообразование в связи с ликвацией базальтовой магмы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 11.
26. *Генкин А. Д., Дистлер В. В., Лапутина И. П.* Хромитовая минерализация дифференцированных трапповых интрузий и условия ее образования // Условия образования магматических рудных месторождений / Под ред. В. И. Смирнова. М., 1979.
27. *Drever H. I.* Immiscibility in the picritic intrusion at Igdlorsuit West Greenland // *Intern. Geol. Congr. 21 Sess. Proc. Pt XIII.* Copenhagen, 1960.
28. *Андреев Н. С., Мазурин О. В., Порай-Кошиц Е. А.* и др. Явления ликвации в стеклах. Л., 1974.