

УДК 553.493.5:552.321.6

**НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО КАРБОНАТИТАМ  
ИЛЬМЕНО-ВИШНЕВОГОРСКОГО ЩЕЛОЧНОГО КОМПЛЕКСА  
(ЮЖНЫЙ УРАЛ, РОССИЯ)**

© 2007 г. И. Л. Недосекова

*Институт геологии и геохимии Уральского отделения РАН*

*620151, Екатеринбург, Почтовый пер., 7*

Поступила в редакцию 18.11.2005 г.

Статья посвящена карбонатитам, залегающим в метаморфизованных массивах гипербазитов, к кровле миаскитовых интрузий Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса. Карбонатиты обнаружены в Булдымском, Халдихинском, Спирихинском, Каганском массивах. Охарактеризована геологическая позиция карбонатитов, строение тел, распределение редкометальной и редкоземельной акцессорной минерализации, типоморфизм породообразующих минералов, геохимия и изотопный состав Sr, Nd, Sm. Карбонатиты в гипербазитах представлены доломит-кальцитовыми разностями с тетраферрифлогопитом, рихтеритом, акцессорными-минералами - цирконом, апатитом, магнетитом, ильменитом, пирротинитом, пиритом, и содержат рудную пирохлоровую минерализацию. По данным геотермометрии, составам породообразующих минералов, доломит-кальцитовые карбонатиты формировались в условиях калишпат-кальцитовой, альбит-кальцитовой и амфибол-доломит-кальцитовой фации (575–300°C). С карбонатитами этих фаций, залегающими в Булдымском массиве гипербазитов, связано Булдымское месторождения пирохлора. Кроме того, в массивах гипербазитов широко развиты доломитовые карбонатиты с редкометально-редкоземельной акцессорной минерализацией - монацитом, эшинитом, ортитом, редкоземельным пирохлором, колумбитом. Доломитовые карбонатиты сформировались в условиях хлорит-серицит-анкеритовой фации (300–200°C). С доломитовыми карбонатитами и щелочными метасоматитами этой фации связано Спирихинское месторождение редких земель. Установлено, что карбонатиты, залегающие в гипербазитах, имеют высокие содержания Sr, Ba, LREE и значительные вариации Nb, Zr, Ti, V, Th, сходные с составами кальцио- и магниокарбонатитов, а также низкое первичное отношение стронция  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7044\text{--}0.7045$  и  $\epsilon\text{Nd} = 0.65 \dots -3.3$ , свидетельствующие об их образовании из глубинного мантийного источника типа EM1.

**ВВЕДЕНИЕ**

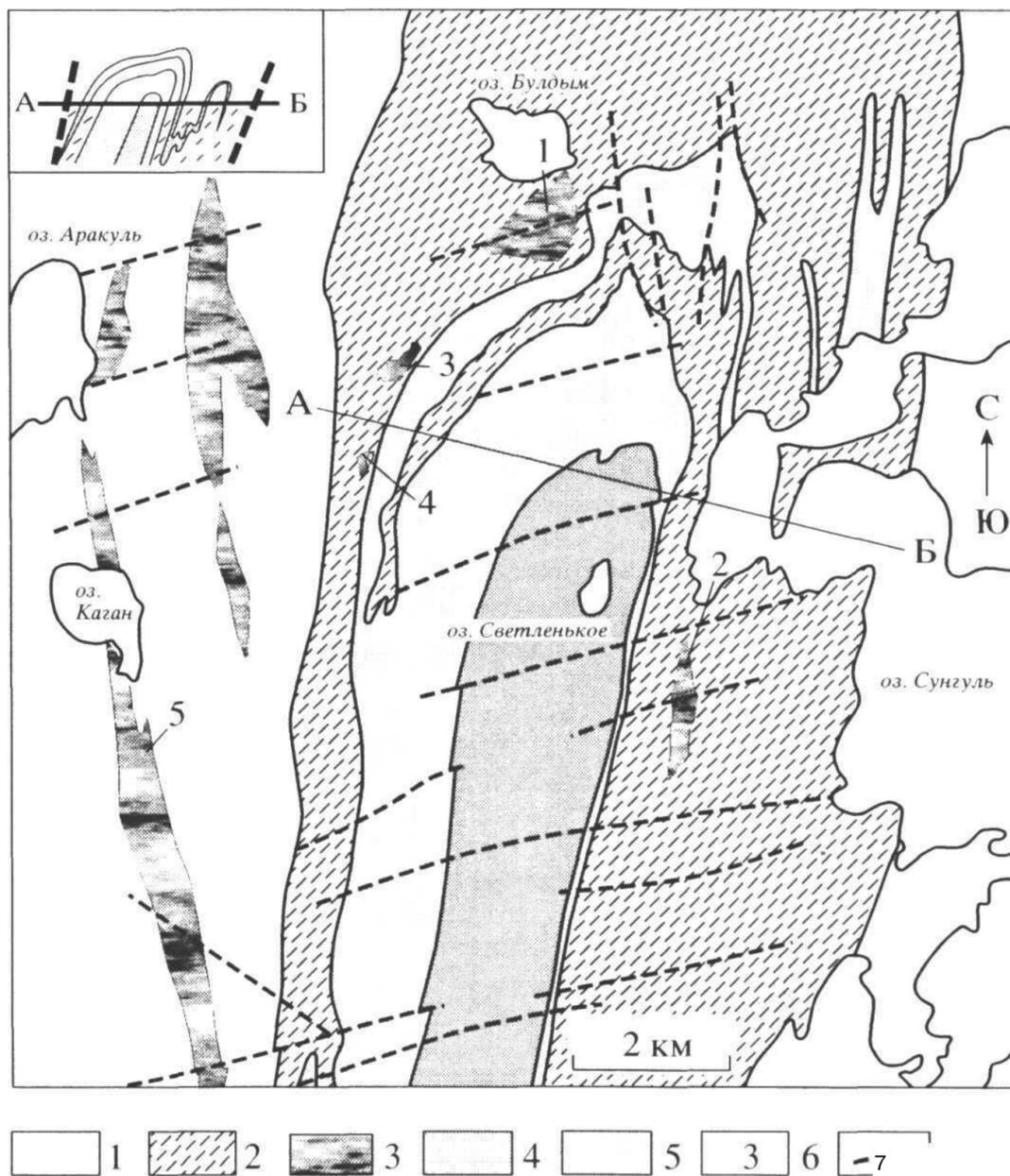
Карбонатиты на Южном Урале известны с 50-х годов XX в. Они являются составной частью Ильмено-Вишневогорского карбонатит-миаскитового комплекса, приуроченного к древнему блоку (террейну) докембрийских пород Сысертско-Ильменогорского поднятия, залегающему среди палеозойских отложений Уральской складчатой области. Карбонатиты Ильмено-Вишневогорского комплекса детально охарактеризованы Э.М. Бонштедт-Куплетской (1951), Е.С. Ильменевым (1958), А.Г. Жабиным (1959, 1962), Е.М. Еськовой и др. (1964), Н.В. Свяжиным (1966), Б.М. Роненсоном (1966), В.Я. Левиным и др. (1978, 1997), А.С. Таланцевым, Г.А. Петровой (1991) и др.

В качестве карбонатитов карбонатные эндогенные породы Ильмено-Вишневогорского комплекса были выделены А.Г. Жабиным (1959) по аналогии их минерального состава и геохимических особенностей с платформенными карбонатитами

щелочно-ультраосновной формации. В результате дискуссии о правомерности отнесения к карбонатитам Ильмено-Вишневогорского комплекса большинство исследователей выделяют их в самостоятельный формационный тип карбонатитов нефелин-сиенитовой формации (Бородин, 1966; Левин и др., 1978; Гинзбург, Самойлов, 1983), позднее названный формацией "карбонатитов линейно-трещинных зон" (Багдасаров, 1979; 1992).

Согласно исследованиям (Левин, 1983; Левин и др., 1997), карбонатиты Ильмено-Вишневогорского комплекса сформировались в результате воздействия щелочно-карбонатных флюидов мантийного происхождения на гнейсово-амфиболитовый субстрат, которое вызвало развитие анатектических процессов, обусловивших становление интрузий карбонатит-миаскитового комплекса. Доматические карбонатиты, предшествующие появлению выплавок миаскитовой магмы, залегают в корневых частях интрузий миаскитов, среди нефелиновых мигматитов и фенитов, слагая Центральную щелочную полосу, располагающуюся между

Адрес для переписки: И.Л. Недосекова. E-mail: nedosekova@igg.uran.ru



Фиг. 1. Схема геологического строения северной части Вишневогорского массива (по материалам В.Я. Левина и др., 1997).

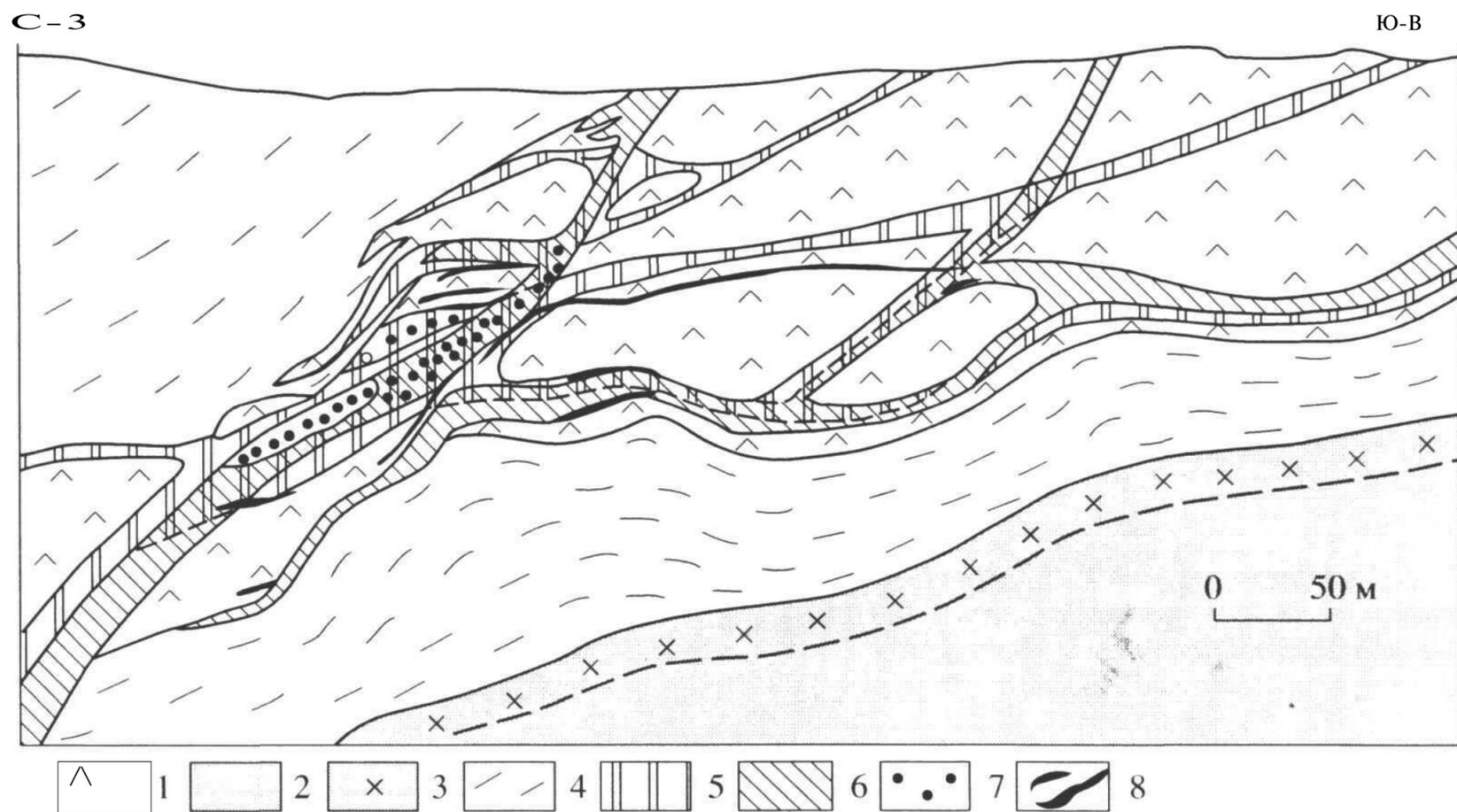
1 - метаморфические образования игишской, сайтовской, аргазинской, кыштымской толщ (R1); 2 - плагиогнейсы, амфиболиты вишневогорской толщи (PR1); 3 -- метаморфизованные гипербазиты; 4 -- метасоматиты Центральной щелочной полосы (фениты, нефелин-полевошпатовые мигматиты, миаскиты, карбонатиты); 5 - миаскиты Вишневогорского массива; 6 - массивы гипербазитов: 1 - Будымский, 2 - Сунгульский, 3 - Халдихинский, 4 - Спирихинский, 5 - Каганский; 7 - линии разломов.

Ильменогорским и Вишневогорским массивами миаскитов ("подинтрузивный субкомплекс", (В.Я. Левин и др., 1997)). Постмиаскитовые карбонатиты слагают серию пластообразных тел общей протяженностью 4 км в северо-западном эндоконтакте Вишневогорского миаскитового массива, образуя рудные зоны Вишневогорского месторождения ниобия ("интрузивный субкомплекс"). В 80-х годах XX в. открыты карбонатиты, залегающие в кровле миаскитовых интрузий -- в фенитизированных плагиогнейсах вишневогорской свиты и в метаморфизованных массивах ультрабазитов ("надинтрузивный субкомплекс").

Карбонатиты "интрузивного и подинтрузивного субкомплекса" (Вишневогорское, Потанинское, Ишкульское, Байдашевское, Светлоозерское, Увильдинское месторождения) детально изучены в процессе геологических съемок, поисков и разведок месторождений редких металлов, полевошпатового и нефелинового сырья. Менее изучены карбонатиты "надинтрузивного субком-

плекса, в частности, карбонатиты с редкометалльно-редкоземельной минерализацией, залегающие в гипербазитах.

Многочисленные линзовидные будинированные тела гипербазитов залегают в докембрийских породах вишневогорской, ильменогорской, шумихинской свит, на всех стратиграфических уровнях Сысертско-Ильменогорского метаморфического комплекса, за исключением наиболее древних селянkinской и фирсовской толщ (фиг. 1). Метаморфические толщи комплекса, содержащие гипербазиты, являются метаморфизованным фрагментом океанической литосферы (тектоническими включениями рифейско-вендских офиолитов) (Кейльман. 1974; Варлаков и др., 1980; Краснобаев, Давыдов, 2000). Гипербазиты представлены вторичными (метаморфизованными) оливин-энстатитовыми или антофиллитовыми породами, в значительной степени серпентинизированными, оталькованными и карбонатизированными. Петрохимические характеристики метамор-



Фиг. 2. Разрез Булдымского гипербазитового массива (составлен И.Л. Недосековой, 1985 г.).

1 - оливиновые, оливин-энстатитовые породы и серпентиниты; 2 - миаскиты Вишневогорского массива; 3 - сиениты; 4 - фенитизированные породы вишневогорской свиты (PR1); 5 - флогопит-рихтеритовые метасоматиты; 6 - флогопитовые метасоматиты; 7 — доломит-кальцитовые карбонатиты; 8 — доломитовые карбонатиты и хлорит-карбонат-амфиболовые метасоматиты.

физованных гипербазитов (железистость, коэффициент основности, содержания титана, фосфора, щелочей, хрома, никеля), а также составы хромшпинелидов, соответствуют альпинотипным гарцбургитам и частично дунитам, испытавшим метаморфизм амфиболитовой фации (Варлаков, 1993; Варлаков и др., 1998).

#### ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И СТРОЕНИЕ ТЕЛ КАРБОНАТИТОВ

Карбонатиты в метаморфизованных телах гипербазитов, залегающих в кровле миаскитовых интрузий Ильмено-Вишневогорского комплекса, впервые установлены Н.В. Свяжиным (1966), В.Я. Левиным (1983), В.О. Поляковым (Поляков, Недосекова, 1990). Они обнаружены в Булдымском, Халдихинском, Спирихинском, Каганском гипербазитовых массивах в Вишневых горах (Левин и др., 1997) (фиг. 1), а также в гипербазитах Ильменских гор (Поляков, Недосекова, 1990). Наиболее широко процессы карбонатитообразования проявлены в Булдымском гипербазитовом массиве, на примере которого нами рассмотрены основные закономерности геологического строения, распределение редкометальной и редкоземельной аксессуарной минерализации, минералогия и геохимия карбонатитов.

Булдымский гипербазитовый массив находится в северной части Ильмено-Вишневогорского ще-

лочного комплекса, в 100 м к северо-западу от седловидной залежи Вишневогорского массива миаскитов, в котором разрабатывалось Вишневогорское редкометальное месторождение. Булдымский массив залегает в метаморфических породах вишневогорской свиты (PR1) в ядре синклиальной складки. Он представляет собой линзовидное тело, погружающееся на северо-запад, площадью около 1 кв. км и мощностью до 250 м. Контакты с вмещающими породами тектонические. Метаморфизованные гипербазиты представляют собой оливиновые, оливин-энстатитовые, оливин-энстатит-антофиллитовые породы, в разной степени серпентинизированные, вплоть до превращения в серпентиниты. В породах массива широко проявлены процессы фенитизации (рихтеритизация и флогопитизация), сопровождающие карбонатитообразование.

Карбонатиты в Булдымском массиве образуют протяженные зональные тела в системе разломов субширотного простирания, погружающиеся в северо-западном направлении (фиг. 2). Протяженность тел составляет сотни метров, мощность до 50 м. Центральные части тел сложены доломит-кальцитовыми породами, к периферии постепенно сменяющимися тетраферрифлогопит-доломит-кальцитовыми и затем доломит-кальцит-флогопит-рихтеритовыми метасоматитами. Краевые части тел сложены хлорит-карбонат-амфиболовыми метасоматитами, часто со-

держащими доломит, реже кальцит, и реликтовые минералы гипербазитов - оливин и энстатит (обычно серпентинизированные). Мощность центральных доломит-кальцитовых частей тел не превышает 10 м. Суммарная мощность сопровождающих их карбонат-флогопит-рихтеритовых метасоматитов в 2-3 раза больше и достигает 40 м. Кроме того, встречаются жильные тела пегматоидных доломит-кальцитовых карбонатитов мощностью до нескольких метров, содержащие крупные кристаллы рихтерита и тетраферрифлогопита, часто раздробленные, перемещенные и залеченные карбонатным материалом. Доломит-кальцитовые карбонатиты и сопровождающие их карбонатно-силикатные метасоматиты содержат акцессорную редкометальную минерализацию пироксид, гатчеттолит, циркон.

Поздние доломитовые карбонатиты с флогопитом (или хлоритом) и винчитом образуют менее мощные тела с аналогичной зональностью. В отличие от доломит-кальцитовых карбонатитов они содержат редкоземельную акцессорную минерализацию монацит, эшинит, редкоземельный пироксид. Кроме того, в породах массива встречаются мелкие прожилки доломита с хлоритом, серпентином, монацитом, реже колумбитом и стронцианитом.

Породы карбонатитов и карбонат-флогопит-рихтеритовых пород из периферических частей зон часто имеют метасоматические текстурно-структурные особенности: сланцевато-полосчатые и пятнисто-полосчатые текстуры, неравнозернистое строение, неравномерное распределение слагающих их минералов в виде пятен, цепочек, полос и скоплений. Наряду с мелкозернистыми разностями (3-5 мм) встречаются гигантозернистые разновидности карбонатитов, в которых отдельные кристаллы амфиболов и слюд достигают нескольких сантиметров. В целом, наряду с одновременным, отмечается более позднее по отношению к силикатам образование доломита и кальцита. Карбонаты часто образуют прожилки, секущие сланцеватость флогопит-рихтеритовых пород.

В центральных частях тел доломит-кальцитовые карбонатиты образуют характерные структуры в виде червеобразных выделений доломита на границах и внутри зерен кальцита. Подобные структуры известны в карбонатитах альбит-кальцитовой фации Гулинского массива (Чернышева, 1981) и субвулканических карбонатитах месторождения Панда-Хилл (Мбея, Танганьика) (Veep, 1965) и интерпретируются как эксоллюзионные (образующиеся в результате распада твердых растворов). Часто встречается и вторичный доломит, образующий округлые зерна и их скопления, тяготеющие к силикатным минералам.

Жильные пегматоидные карбонатиты представляют собой породы доломит-кальцитового состава, содержащие до 40% идиоморфных прослоев и амфиболов размером до 20 см, разноориентированных, часто раздробленных, перемещенных и залеченных карбонатным материалом. Карбонатная масса более мелкозернистая по сравнению с силикатами (размеры зерен до 0.5 см), с отдельными более крупными кристаллами доломита. В контактовых частях карбонатит-пегматиты обычно более мелкозернистые, кристаллы силикатов не более 0.5 см и ориентированы параллельно контактам тел.

### ТИПОМОРФИЗМ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ КАРБОНАТИТОВ

Породообразующие минералы карбонатитов Булдымского массива представлены карбонатами -- кальцитом, доломитом, ферродоломитом, амфиболами ряда винчит-рихтерит-арфведсонит, слюдами ряда флогопит-тетраферрифлогопит.

*Кальциты.* Зерна кальцита часто содержат вытянутые ориентированные вроски доломита, представляющего собой продукты распада твердых растворов. Кальцит содержит значительные количества железа, марганца и магния (0.31-1.78% MgO, 0.6-1.54% FeO, 1.3-1.6% MnO) (Таланцев, Петрова, 1991). Содержание в нем минала (Mg, Fe, Mn) CO<sub>3</sub> составляет 4-9%. В кальцитах устанавливаются высокие содержания стронция (1.15-1.37% SrO) и редких земель (0.17-0.28% TR). Таких содержаний стронций обычно достигает в кальцитах высокотемпературной калишпат-кальцитовой фации (0.32-1.45% Sr), хотя высокостронциевые кальциты встречаются и в низкотемпературных фациях. Высокие содержания магния (0.07-1.81%) также характерны для высокотемпературных кальцитов калишпат-кальцитовой и альбит-кальцитовой фаций (Самойлов, 1977). Содержания FeO (0.15-0.68%) и MnO (0.06-0.72%) в кальцитах этих фаций ниже. Обогащенность железом (до 5% FeO) и марганцем (до 6.05% MnO) более характерна для кальцитов хлорит-серицит-анкеритовой фации. Высокие содержания железа (0.95% FeO) и марганца (1.1% MnO) (Кононова и др., 1979) в высокотемпературных кальцитовых карбонатитах из миаскитов это особенность кальцитов Ильмено-Вишневогорского комплекса.

*Доломиты* представлены разновидностями, относящимися к серии твердых растворов доломит-ферродоломит. Доломит из доломит-кальцитовых карбонатитов и сопровождающих их метасоматитов содержит 12-13% ферродоломитового минала. Содержания FeO (4.5-55.3%), MnO (1.9-2.0%), TR (0.034-0.054%), SrO (0.06-0.30%). Доломиты из доломитовых карбонатитов представлены еще более железистыми разностями (до 36% ферродоломитового минала) (Таланцев,

**Таблица 1.** Химический состав амфиболов из карбонатитов и метасоматитов Булдымского массива, мас. %

Компоненты	Винциты			Магнезиоарфведсониты				Рихтериты					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
	К-74	427	К-11	2-21	9726	10026	К-15	1317	8626	309	3311	5-1	5-2
SiO <sub>2</sub>	57.52	56.2	55.2	54	55	55.4	54.3	55	54.6	53.8	54.7	55.5	55.8
TiO <sub>2</sub>	0.15	0.07	0.16	0.12	0.24	0.18	0.20	0.21	0.19	0.19	0.18	0.2	0.22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.15	0.5	0.65	1.20	1.03	0.9	1.25	1.23	1.08	1.1	1.44	0.96	0.72
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.49	3.28	4.69	8.07	6.00	5.62	7.6	4.01	4.87	4.35	5.65	6.26	7.63
FeO	2.39	2.27	4.02	3.45	3.23	2.57	2.87	2.15	2.53	3.30	2.30	0.3	0
MnO	0.35	0.92	0.60	1.09	0.45	0.46	0.44	0.48	0.46	0.44	0.41	0.53	0.53
MgO	23.3	22.8	21.8	17.9	19.3	20.1	18.3	20.7	20.4	19.5	19.9	20.5	20.4
CaO	7.67	7.94	5.11	3.75	3.82	4.41	3.39	6.16	5.16	4.72	4.64	4.95	4.24
Na <sub>2</sub> O	4.52	3.11	5.00	7.31	6.80	6.75	7.20	6.50	6.75	6.62	6.75	6.85	7.02
K <sub>2</sub> O	0.24	0.52	0.79	1.70	1.42	1.35	1.26	0.89	1.25	1.45	1.35	1.26	1.55
H <sub>2</sub> O	0.69	1.01	0.46	0.67	0.41	0.67	0.72	0.6	0.7	0.82	0.78	0.89	0.88
F	0.71	1.35	2.34	2.05	2.68	2.68	2.88	2.16	2.6	2.68	2.6	2.62	2.68
O=F <sub>2</sub>	-0.3	-0.6	-1.0	-0.9	-1.1	-1.1	-0.8	-0.9	-1.1	-1.1	-1.1	-1.1	-1.1
Сумма	99.9	99.6	99.9	100	99.3	98.3	98.0	98.3	99.4	97.8	99.5	99.7	101
Si	7.69	7.61	7.48	7.62	7.72	7.68	7.73	7.68	7.71	7.71	7.67	7.78	7.77
Al iv	0.22	0.08	0.10	0.20	0.17	0.20	0.21	0.15	0.18	0.19	0.27	0.16	0.12
Ti	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Fe <sup>+3</sup> iv	0.08	0.31	0.40	0.17	0.09	0.10	0.04	0.16	0.09	0.08	0.04	0.04	0.09
Fe <sup>+3</sup> vi	0.07	0.02	0.14	0.69	0.54	0.49	0.76	0.13	0.42	0.39	0.51	0.62	0.71
Fe <sup>+2</sup>	0.27	0.26	0.46	0.41	0.38	0.30	0.34	0.25	0.29	0.40	0.27	0.04	0
Mg	4.65	4.61	4.40	3.77	4.04	4.20	3.89	4.33	4.23	4.16	4.16	4.28	4.23
Mn	0.04	0.1	0.07	0.13	0.05	0.05	0.05	0.06	0.05	0.05	0.05	0.06	0.06
Ca	1.10	1.15	0.74	0.57	0.59	0.66	0.52	0.85	0.77	0.72	0.7	0.74	0.63
Na	1.17	0.82	1.31	2.00	1.85	1.83	1.98	1.77	1.82	1.84	1.84	1.86	1.90
K	0.03	0.08	0.12	0.26	0.15	0.21	0.23	0.12	0.19	0.23	0.21	0.23	0.28
ОН	0.61	0.91	0.42	0.63	0.38	0.63	0.49	0.57	0.07	0.78	0.73	0.84	0.82
F	0.3	0.58	1.00	0.91	1.18	1.19	1.29	0.97	1.15	1.22	1.15	1.16	1.18
mg	93.1	92.4	88.2	75.4	80.9	83.6	76.5	90.9	85.1	83.5	83.3	84.9	0.83
Fe <sup>3+</sup> /Fe <sup>2+</sup>	0.55	1.27	1.17	2.10	1.66	1.95	2.35	1.16	2.32	1.17	2.04	*	*

Примечание. mg = 100Mg/(Mg + Fe<sub>общ</sub> + Mn). К-74, 427 и т.д. - номера образцов.

1-3 - из хлорит-карбонат-амфиболовых метасоматитов; 4-8 - из флогопит-амфиболовых метасоматитов; 9-13 - из доломит-кальцитовых карбонатитов.

1-11 - химические анализы, аналитики: В.В. Семенова (ЛГУ), Т.К. Кринова (ИГЗ УНЦ АН); 12,13 - данные микрозондового анализа (Университет штата Юта, отделение геохимии, Солт-Лейк-Сити, США).

\* Соотношение Fe<sup>3+</sup>/Fe<sup>2+</sup> не рассчитывалось, так как микрозондовым анализом определено Fe<sub>общ</sub>.

Петрова, 1991), что, по классификации У.А. Дира и др. (1966), соответствует анкеритам. Необходимо отметить, что в названии хлорит-серицит-анкеритовой фации отражены именно такие составы "анкеритов", являющиеся по современной классификации ферродоломитами (Никель, 1992). Содержание кутнагоритового минала в доломитах составляет 5%, что также характерно для пород этой фации.

*Амфиболы.* Согласно номенклатуре амфиболов (Leak, 1978), амфиболы карбонатитов Булдымского массива относятся к группе натровых (Na<sub>v</sub> > 1.32 ф.ед.) и кальций-натровых (0.67 < Na<sub>v</sub> < 1.34 ф.ед.) амфиболов и представлены рядом арфведсонит-рихтерит-винцит. Составы рихтерита характерны для доломит-кальцитовых карбонатитов, рихтерита и арфведсонита - для флогопит-

Таблица 2. Химический состав слюд из карбонатитов и метасоматитов Булдымского массива, мас. %

Компоненты	Зелено-бурые флогопиты			Зеленые флогопиты			Тетраферрифлогопиты			Бурые флогопиты	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	К-8	318	97-26	К-18	1-29	3311-1	3311-2	8a	92-26	3-95	К-17
SiO <sub>2</sub>	40.45	41.32	41.48	39.96	41.97	38.73	40.54	41.52	40.12	42.60	42.70
TiO <sub>2</sub>	0.76	0.57	0.69	0.62	0.6	0.99	0.69	0.6	0.5	0.12	0.24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.39	9.9	10.2	11.94	12.25	11.82	10.48	9.53	9.94	12.3	11.12
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.82	1.14	2.2	2.18	2.03	2.82	2.98	2.52	2.85	1.77	1.82
FeO	7.54	7.54	6.63	7.22	6.68	7.61	5.82	5.52	5.78	2.01	2.27
MnO	0.24	0.24	0.22	0.34	0.72	0.35	0.23	0.66	0.18	0.51	0.36
MgO	22.7	23.73	22.71	22.73	22.3	20.76	23.58	24.84	24.4	26.96	27.4
CaO	0	0	0.01	0.1	0	0.26	0	0.11	0.26	0	0
Na <sub>2</sub> O	0.66	0.66	0.67	0.54	0.7	0.59	0.67	0.74	0.63	1.35	0.54
K <sub>2</sub> O	10.0	10.5	10.75	10.0	10.25	10.5	10.15	11.05	10.63	9.6	10.62
H <sub>2</sub> O	1.24	2.08	1.66	1.83	1.21	3.36	3.27	1.13	2.26	0.88	0.76
F	4.4	3.91	3.28	4.04	2.8	2.4	2.6	2.9	3.22	3.7	3.9
O=F <sub>2</sub>	-1.85	-1.65	-1.38	-1.7	-1.17	-1.01	-1.09	-1.22	-1.36	-1.56	-1.64
Сумма	99.35	100.0	99.17	99.8	100.3	99.18	100.27	99.79	99.41	100.24	100.15
Si	2.94	3.02	3.05	2.89	3.00	2.91	2.96	2.99	2.93	2.96	2.97
Al	0.97	0.85	0.88	1.02	1.03	1.05	0.90	0.81	0.86	1.01	0.91
Ti	0.04	0.06	0.04	0.03	0.05	0.06	0.04	0.03	0.03	0.01	0.04
Fe <sup>3+</sup> iv	0.05	0.03	0.03	0.06	0	0	0.1	0.14	0.16	0.02	0.08
Fe <sup>3+</sup> vi	0.05	0	0.09	0.06	0.11	0.16	0.06	0	0	0.07	0.02
Fe <sup>2+</sup>	0.46	0.46	0.41	0.44	0.4	0.48	0.35	0.33	0.35	0.12	0.13
Mn	0.01	0.02	0.04	0.02	0.04	0.02	0.01	0.04	0.01	0.03	0.02
Mg	2.46	2.57	2.49	2.47	2.38	2.32	2.56	2.66	2.66	2.8	2.85
Ca	0	0	0.01	0.01	0	0.02	0	0	0.02	0	0
Na	0.09	0.09	0.09	0.08	0.1	0.08	0.09	0.1	0.09	0.18	0.07
K	0.93	1.0	1.0	0.92	0.93	1.0	0.94	1.01	0.99	0.85	0.94
ОН	0.6	1.01	0.81	0.89	0.6	1.68	1.59	0.54	1.11	0.41	0.35
F	1	0.88	0.76	0.93	0.63	0.57	0.6	0.67	0.75	0.81	0.86
mg	82.2	84.2	82.2	82.6	81.2	77.8	85.9	X7.7	S8.1	92.7	95.0
Fe <sup>3+</sup> /Fe <sup>2+</sup>	0.22	0.13	0.29	0.27	0.27	0.33	0.46	0.42	0.46	0.75	0.77

Примечание. mg = 100 Mg/(Mg + Fe + Mn). К-8, 318 и т. д. - номера образцов.

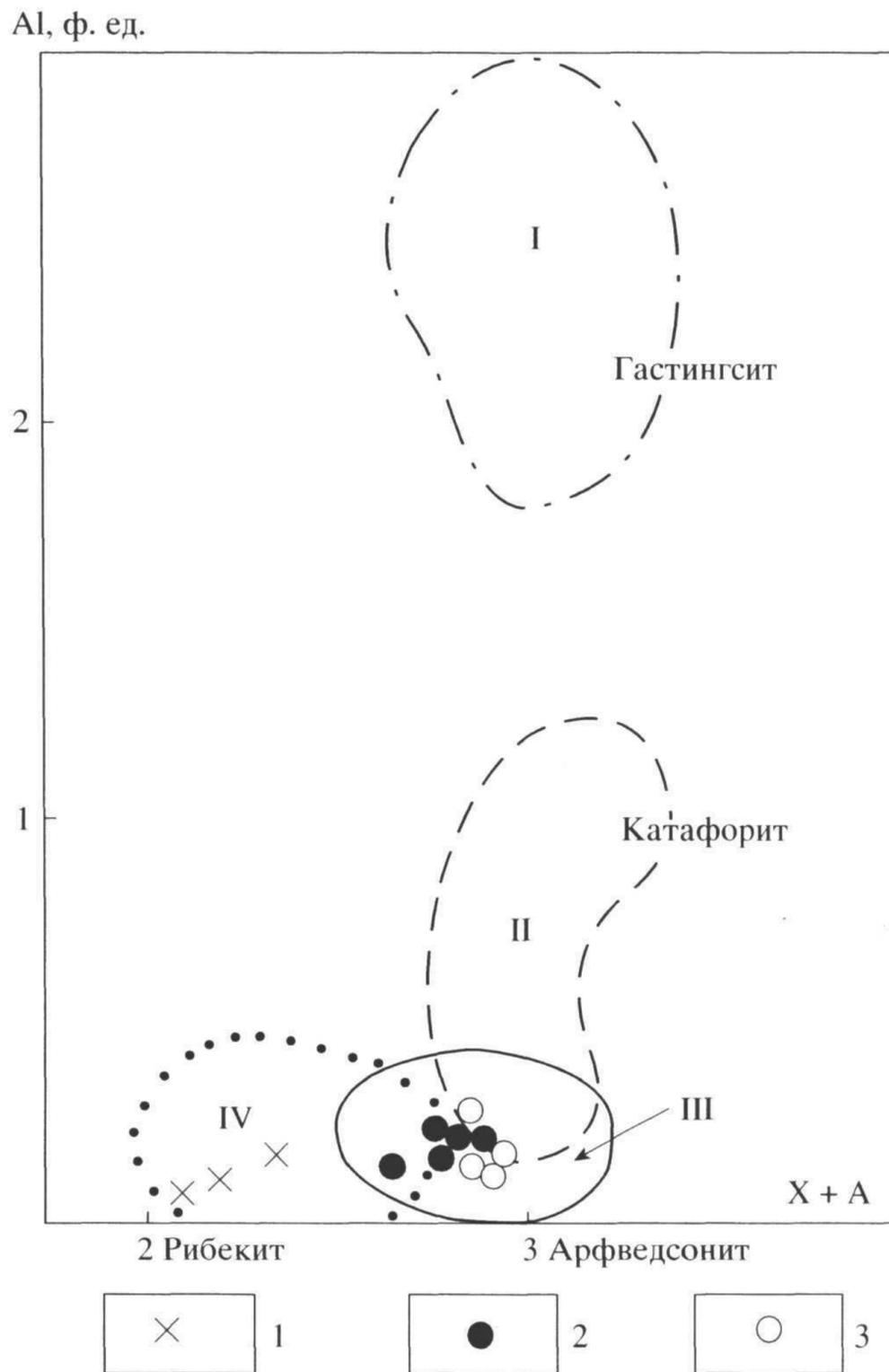
1-3 - из флогопит-рихтеритовых метасоматитов; 4- из флогопитовых метасоматитов; 5-9 - из доломит-кальцитовых карбонатитов; 10, 11 -- из доломитовых карбонатитов.

6, 7 - реликтовая зона зеленого флогопита (6) в кристалле бурого тетраферрифлогопита (7).

Аналитики - В.В. Семенова (ЛГУ), Т.К. Кринова (ИГЗ УНЦ АН).

амфиболовых метасоматитов, винчита для хлорит-карбонат-амфиболовых метасоматитов. В амфиболах постоянно встречаются включения магнетита в виде октаэдрических кристаллов и игольчатые вроски магнетита, ориентированные в трех направлениях, представляющие собой продукты распада твердых растворов. Эти вроски часто приурочены к центральным и средним зонам роста кристаллов рихтерита.

Химические анализы амфиболов из различных зон карбонатитов и карбонатно-силикатных метасоматитов приведены в табл. 1. Амфиболы представлены существенно магниальными разновидностями (mg = 75.4-93.1%) с низкими содержаниями алюминия (0.15-0.22 ф.ед. Al<sup>IV</sup>) и титана (0.07-0.24% TiO<sub>2</sub>). Следует отметить и наличие "тетраэдрического железа" (0.03-0.48 ф.ед. Fe<sup>IV</sup>) в изученных амфиболах. По данным кристаллохимических пересчетов, Fe<sup>3+</sup> может находиться



Фиг. 3. Диаграмма Al-(X + A). Зависимость состава амфиболов от температуры (Самойлов, 1977).

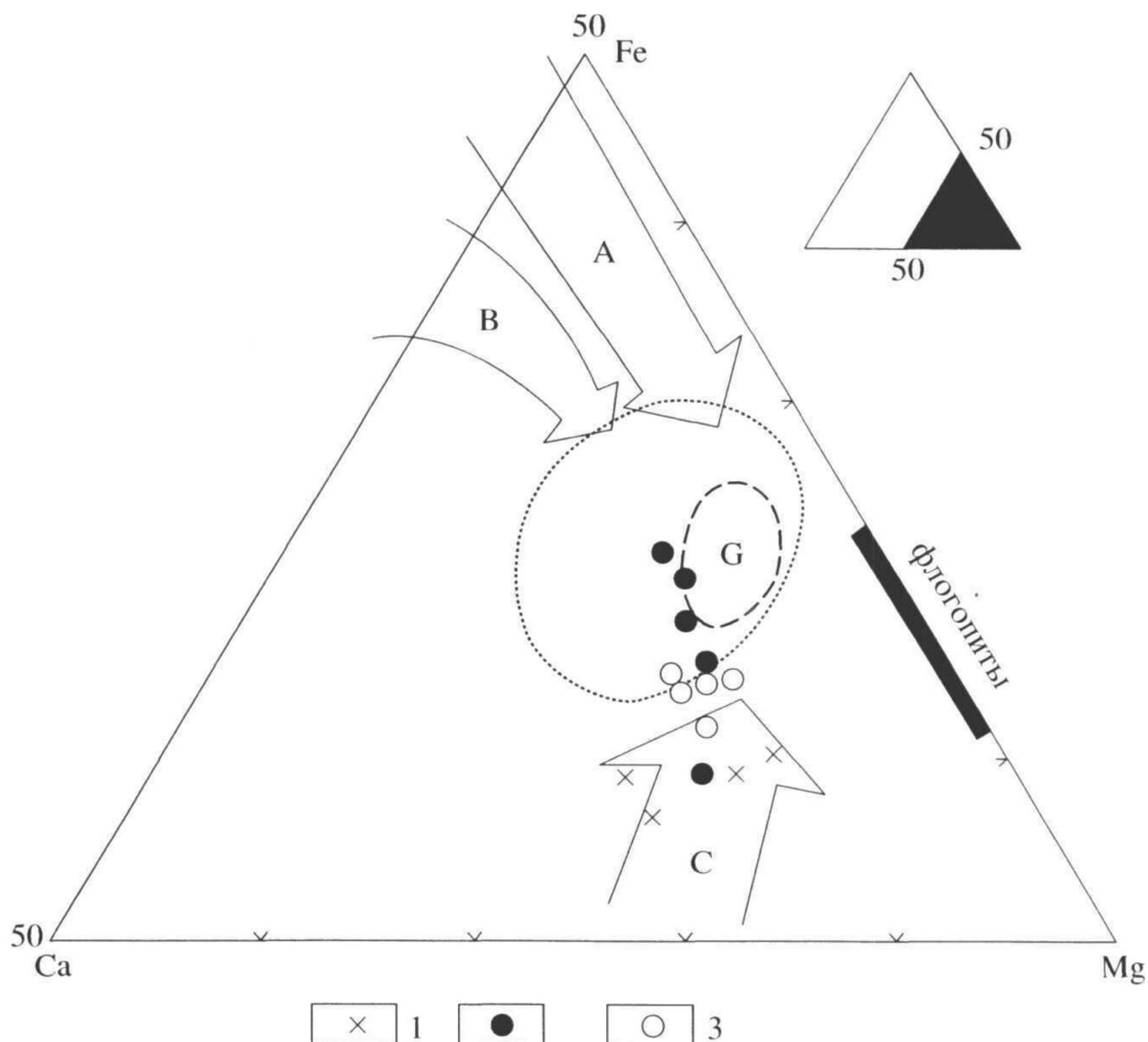
I -- амфиболы из пород калишпат-кальцитовой фации; II -- амфиболы из карбонатитов альбит-кальцитовой фации; III - амфиболы из карбонатитов амфибол-доломит-кальцитовой фации; IV -- амфиболы из карбонатитов хлорит-серицит-анкеритовой фации.

1-3 - амфиболы Булдымского массива: 1 - из хлорит-карбонат-амфиболовых метасоматитов, 2 - из флогопит-амфиболовых метасоматитов, 3 - из доломит-кальцитовых карбонатитов.

как в октаэдрических (до 0.76 ф.ед.), так и в тетраэдрических (до 0.4 ф.ед.) позициях амфиболов. Хотя возможность вхождения  $Fe^{3+}$  в тетраэдрические позиции амфиболов пока не доказана структурными, спектроскопическими исследованиями, "тетраэдрическое железо часто отмечается в амфиболах карбонатитов среднетемпературных фаций (Самойлов, 1977). Низкие содержания алюминия и титана также характерны для амфиболов среднетемпературных фаций карбонатитообразования и отличают их от высокотемпературных амфиболов калишпат-кальцитовой фации (фиг. 3).

Необходимо отметить высокие содержания фтора в амфиболах карбонатитов и флогопит-рихтеритовых метасоматитов (2.16-2.88% F), высшие содержания которых позволили выделить новые минеральные виды амфиболов - фторрихтерит и фтормагнезиоарфведсонит (Баженов, Недосекова, 1993; Баженов и др. 2000). Более низкие содержания фтора (0.71-1.35%) отмечаются в амфиболах из хлорит-амфиболовых метасоматитов краевых частей зон.

Эволюция составов амфиболов в процессе карбонатитообразования выражается в увеличении железистости от периферических зон к центральным (от 3.88% до 11.52%  $FeO + Fe_2O_3$ ) и не-



Фиг. 4. Диаграмма Ca-Mg-Fe<sub>общ</sub> для амфиболов из карбонатитов и фенитов (Le Bas, Srivastava, 1989).

G - область амфиболов, находящихся в равновесии с карбонатитовой магмой. Область амфиболов, наиболее часто встречающихся в карбонатитах, оконтурена точками. Стрелками показаны эволюционные тренды изменения химизма амфиболов в фенитизированных гранитах, гнейсах и пелитах (A), амфиболитах (B) и богатых магнием породах (C).

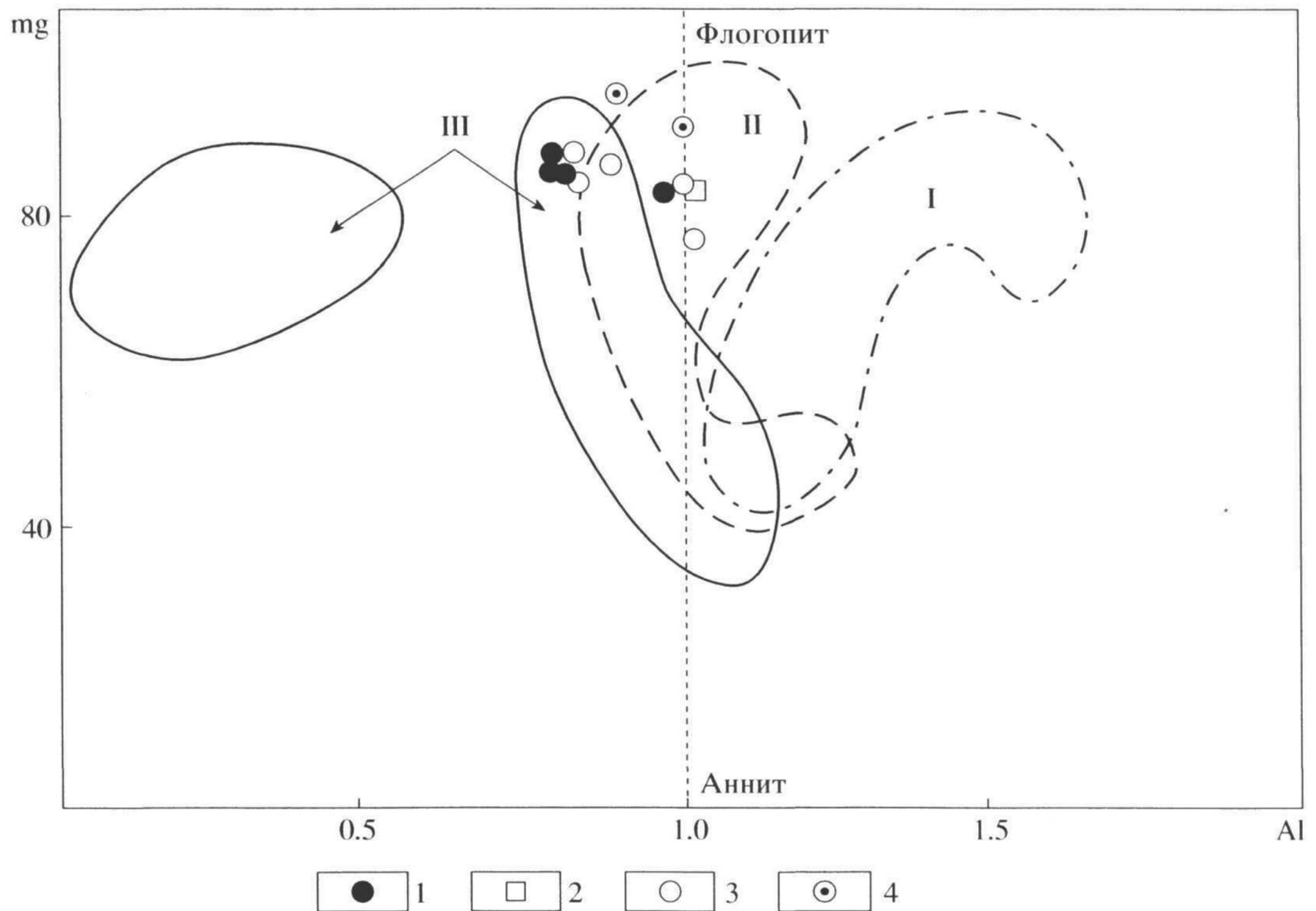
1-3 - амфиболы Булдымского массива: 1 -- из хлорит-карбонат-амфиболовых метасоматитов, 2 - из флогопит-амфиболовых метасоматитов, 3 - из доломит-кальцитовых карбонатитов.

котором ее снижении в карбонатитах на заключительных стадиях процесса (7.65% FeO + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>). Снижение железистости амфиболов, вероятно, связано с обособлением железа из структуры амфиболов в самостоятельные фазы.

Эволюционные тренды изменения химизма амфиболов иллюстрируются на диаграмме Ca-Mg-Fe<sub>общ</sub> (Le Bas, Srivastava, 1989) (фиг. 4). Составы амфиболов Булдымского массива находятся в области тренда фенитизации богатых магнием пород и в области амфиболов, наиболее часто встречающихся в карбонатитах. В области G (область составов амфиболов, находящихся в равновесии с карбонатитовой магмой) амфиболов булдымских карбонатитов не установлено, хотя один анализ амфибола находится на границе с этой областью. Это может свидетельствовать о том, что амфиболы карбонатитов Булдымского массива образовались при метасоматическом замещении гипербазитов.

Слюды представлены железисто-магнезиальными (mg = 78-95%), низкоглиноземистыми (0.8-1.05 ф.ед. Al<sup>IV</sup>), низкотитанистыми (0.24-0.99% TO<sub>2</sub>) разновидностями ряда флогопит-тетраферрифлогопит (0-0.16 ф.ед. Fe<sup>IV</sup>) (табл. 2). Бурые тетраферрифлогопиты с обратной схемой абсорбции характерны для доломит-кальцитовых карбонатитов и метасоматитов, зеленовато-бурые флогопиты с неявно выраженной схемой абсорбции - для флогопит-рихтеритовых метасоматитов, зеленые флогопиты с прямой схемой абсорбции для флогопитовых метасоматитов. В доломит-кальцитовых карбонатитах в кристаллах тетраферрифлогопита встречаются реликтовые слои зеленого флогопита с прямой схемой абсорбции. Замещение флогопита тетраферрифлогопитом связывают с высокой щелочностью среды и повышенным потенциалом кислорода (Павлишин и др., 1978; Багдасаров и др., 1985).

По химизму изученные флогопиты и тетраферрифлогопиты близки между собой. В слюдах



Фиг. 5. Изменение магниальности (mg) и глиноземистости (Al, ф. ед.) слюд из карбонатов в зависимости от температуры (Самойлов, 1977).

I -- слюды из карбонатов калишпат-кальцитовой фации; II -- слюды из карбонатов альбит-кальцитовой фации; III - слюды из карбонатов амфибол-доломит-кальцитовой фации.

1-4 - слюды Булдымского массива: 1- из флогопит-амфиболовых метасоматитов, 2 - из флогопитовых метасоматитов, 3 - из доломит-кальцитовых карбонатов, 4 - из доломитовых карбонатов.

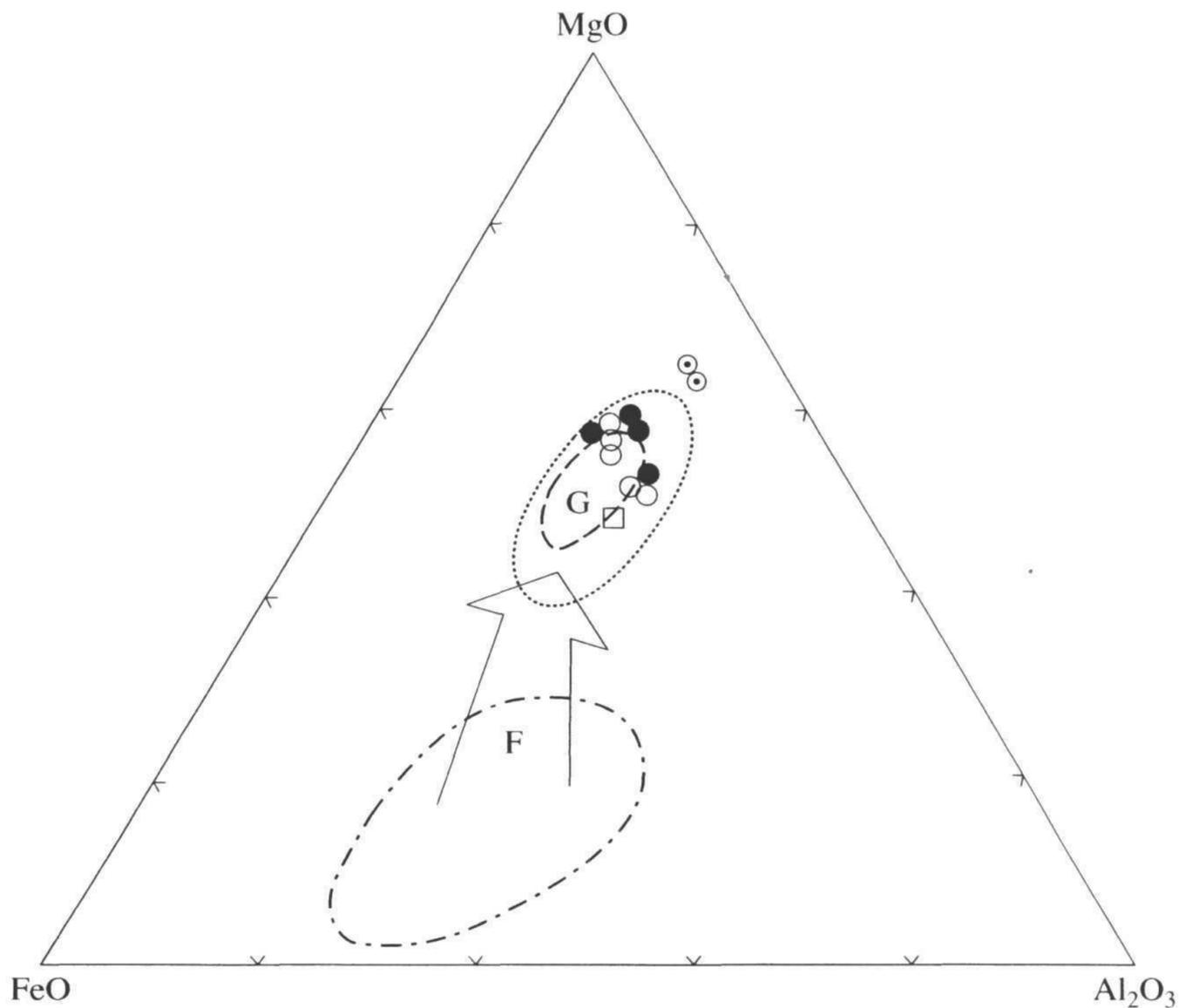
так же, как и в амфиболах, постоянно встречаются ориентированные включения игольчатого магнетита и гексагональные пластинки гематита, располагающиеся в плоскостях спайности слюды. Устанавливается закономерное увеличение в слюдах окисного железа от периферических зон в телах метасоматитов к центральным, сложенным карбонатами (от 0.13 до 0.46  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$ ). Максимальное отношение  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  (0.75-0.77) фиксируется в доломитовых карбонатах (табл. 2). Известно, что обогащение окисным железом слюд обычно происходит при снижении температуры минералообразования (Самойлов, 1977).

Содержания фтора в слюдах также очень высоки (2.4-4.42% F). Максимальные содержания фтора устанавливаются в слюдах из флогопит-рихтеритовых и флогопитовых метасоматитов (до 4.42% F). В слюдах доломитовых карбонатов содержания фтора 3.7-3.9%, в доломит-кальцитовых карбонатах несколько ниже (2.4-3.22% F).

Составы слюд булдымских карбонатов близки составам слюд альбит-кальцитовой и ам-

фибол-доломит-кальцитовой фации (фиг. 5) и отличаются от слюд высокотемпературных фаций с высокими содержаниями алюминия (1.93 ф.ед.  $Al^{IV}$ ) и титана (2.28%  $TiO_2$ ) (Самойлов, 1977).

Составы слюд булдымских карбонатов нанесены на диаграмму  $Al_2O_3$ - $MgO$ - $FeO_{общ}$  (фиг. 6), предложенную М.И. Ле Бас для иллюстрации составов слюд, образующихся при кристаллизации из карбонатных магм (Le Bas, Srivastava, 1989). Составы слюд карбонатов Булдымского массива находятся в поле составов слюд, наиболее часто встречающихся в карбонатах. В поле слюд, равновесных с карбонатными магмами (поле G), попадают слюды из пегматоидных карбонатов Булдымского гипербазитового массива. Особенности составов слюд карбонатит-пегматитов Булдымского массива ( $mg = 86$ ,  $Al_2O_3 = 10.5\%$ ,  $TiO_2 = 0.69\%$ ,  $Na_2O = 0.67\%$ , мас. %, образец 3311-2) полностью соответствуют особенностям химизма слюд, равновесных с карбонатными магмами.



Фиг. 6. Диаграмма  $Al_2O_3$ - $MgO$ - $FeO_{общ.}$  для слюд из карбонатитов и фенитов, мас. % (Le Bas, Srivastava, 1989).

G - область составов слюд, находящихся в равновесии с карбонатитовой магмой. Область составов слюд, наиболее часто встречающихся в карбонатитах, оконтурена точками. Стрелка F-составы слюд, образующиеся при фенитизации. Штрих-пунктирная линия - составы слюд большинства магматических и метаморфических пород. Условные обозначения для слюд карбонатитов Булдымского массива см. на фиг. 5.

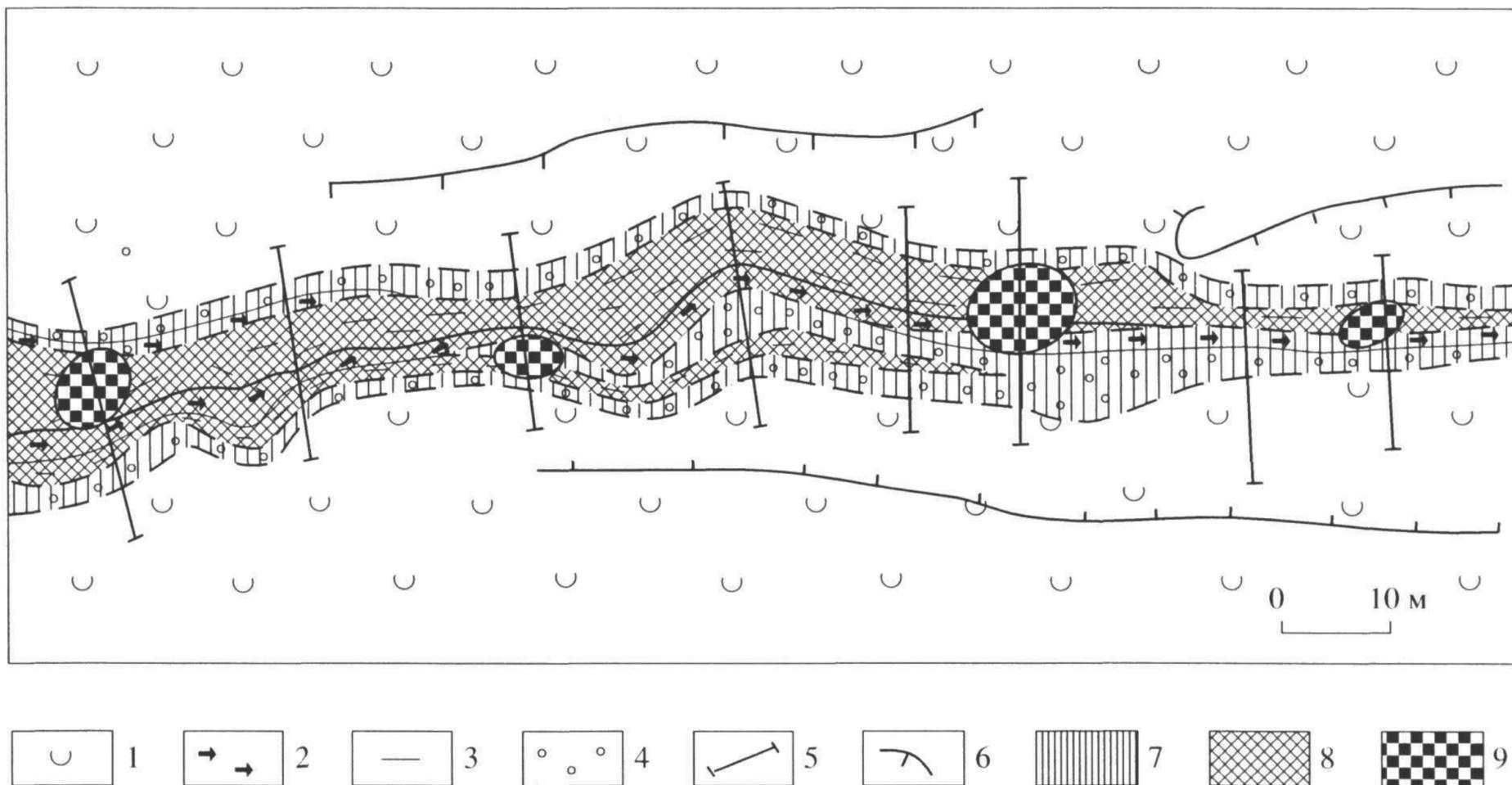
### РЕДКОМЕТАЛЬНЫЕ АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ КАРБОНАТИТОВ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИХ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ

Акцессорные минералы карбонатитов и флогопит-рихтеритовых метасоматитов представлены пирохлором, гатчеттолитом, цирконом, ильменитом, монацитом, эшинитом, ортитом, чевкинитом, ферсмитом, колумбитом, магнезиоколумбитом, магнетитом, апатитом, пирротинном, пиритом, пентландитом, халькопиритом. Реже встречаются стронцианит, молибденит, хондродит, хромит, гематит, миллерит, корунд, кварц, флюорит.

В карбонатитах Булдымского массива установлено существование двух парагенезисов редкометальных минералов. Пирохлор встречается преимущественно в центральных частях зон - в доломит-кальцитовых карбонатитах и сопровождающих их метасоматитах. Редкоземельные, часто ниобийсодержащие, акцессорные минералы - монацит, ортит, чевкинит, эшинит, ферсмит, редкоземельный пирохлор, и, кроме того, колумбит, магнезиоколумбит, стронцианит, молибденит встречаются в

краевых частях зон - в хлорит-карбонат-амфиболовых метасоматитах. Этот набор акцессорных минералов характерен также для доломитовых карбонатитов и сопровождающих их менее мощных зон метасоматитов хлорит-амфиболового, флогопитового и флогопит-амфиболового состава, в которых карбонатная составляющая присутствует в виде доломита. Кроме того, здесь отмечаются хромит, хондродит, сфен, корунд, кварц, флюорит. Циркон, апатит, магнетит, ильменит, сульфиды встречаются в обоих парагенезисах (фиг. 7).

Редкометальные минералы (пирохлор, циркон, колумбит, эшинит, монацит) в карбонатитах образуют идиоморфные кристаллы, а во флогопит-рихтеритовых метасоматитах зерна неправильной формы с реликтивными включениями амфиболов и слюд. Для пирохлоров характерны процессы замещения ферсмитом, эшинитом и позднее колумбитом, фиксирующие смену щелочных условий на более кислые (Гайдукова, 1960; Лебедева, Недосекова, 1993). Эти процессы проявлены и в центральных частях тел во флогопит-рихтеритовых и флогопитовых метасоматитах и в доломит-кальцитовых карбонатитах. Новообразован-



Фиг. 7. Схема распределения аксессуарных минералов в зоне карбонат-амфибол-флогопитовых метасоматитов в Булдымском массиве (составлена И.Л. Недосековой, 1985 г.).

1 - серпентиниты; 2 - флогопит-рихтеритовые метасоматиты; 3 - флогопитовые метасоматиты; 4 - хлорит-карбонат-амфиболовые метасоматиты; 5 — линии канав, по которым было проведено опробование; 6 — контур карьера; 7-9 - зоны распределения аксессуарных минералов: 7 - монацит, 8 - циркон, 9 - пирохлор.

ные фазы эцинита и магнезиоколумбита в ассоциации с монацитом встречаются в доломитовых карбонатитах. Прожилки сульфидов (пирротина, пирита, халькопирита), секущие все минералы щелочных метасоматитов и карбонатитов, являются наиболее поздними образованиями.

Существование двух широко развитых парагенезисов аксессуарных минералов в карбонатитах Булдымского массива (с минералами ниобия в доломит-кальцитовых карбонатитах и с редкоземельными минералами в доломитовых карбонатитах) фиксирует эволюцию карбонатитообразующих растворов от щелочных к более кислым и соответствуют различным температурным фациям карбонатитов амфибол-доломит-кальцитовой и хлорит-серицит-доломитовой (Самойлов, 1977).

Химические составы пирохлоров, эцинитов, колумбитов и фермитов приведены в табл. 3. Данные детального изучения аксессуарных редкометаллических минералов опубликованы ранее (Недосекова и др., 1986, 1988; Недосекова, Лотова, 1986; Лебедева, Недосекова, 1993).

#### МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

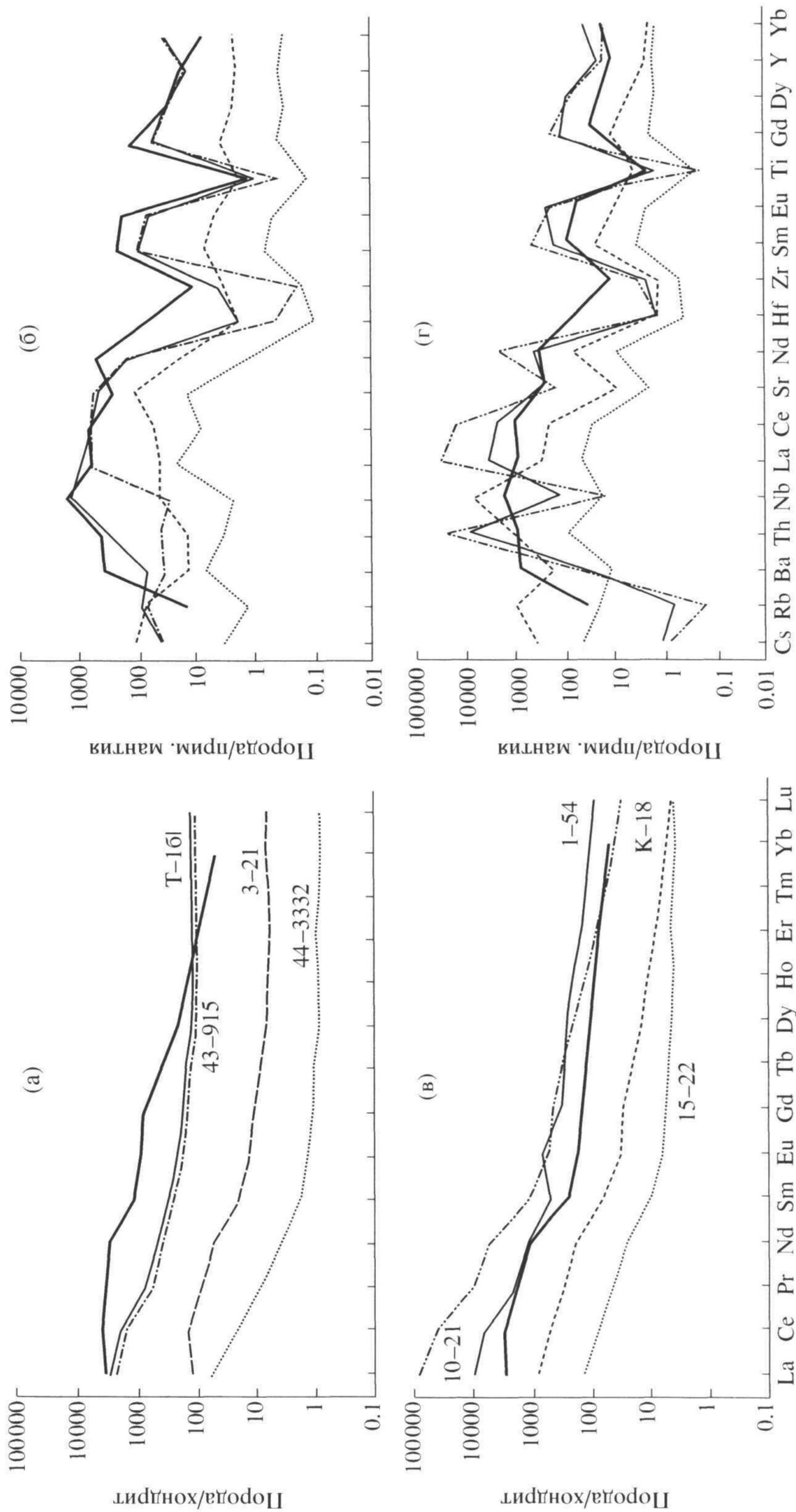
Определение концентраций 35 редких элементов в карбонатитах осуществлялось в ИГГ УрО

РАН с помощью кислотного разложения и последующего масс-спектрометрического исследования на тандемном анализаторе высокого разрешения с ионизацией в индуктивно-связанной плазме HR/ICP-MS Element 2 (Ронкин и др., 2005). Погрешность мультиэлементного анализа  $\pm(8-10)$  отн. %.

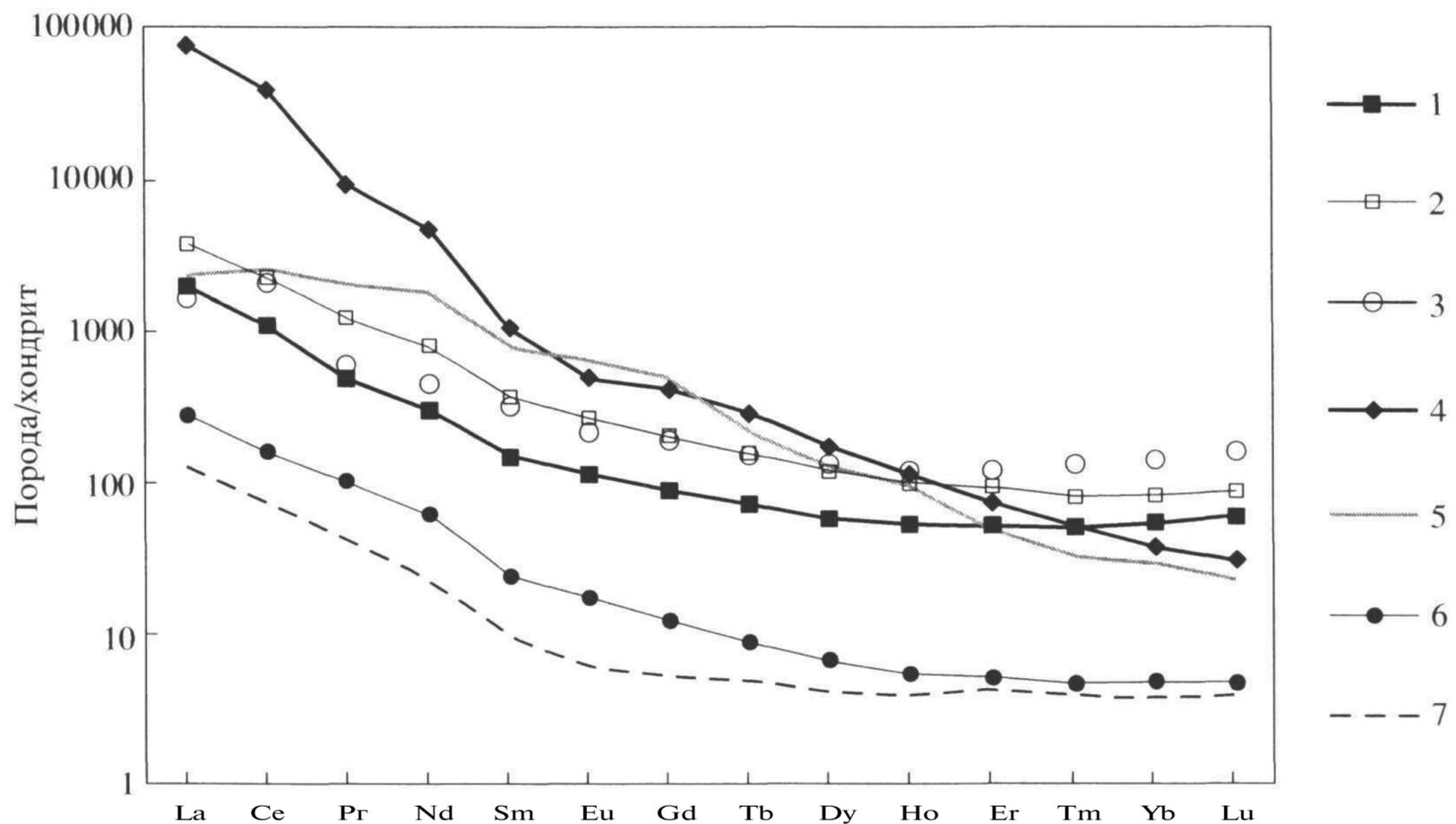
Измерения изотопного состава Nd и Sm в минералах и породах карбонатитов Булдымского массива было выполнено также в Геологическом институте КНЦ РАН (г. Апатиты). Измерения проводились на семиканальном масс-спектрометре Finnigan MAT-262 (RPQ) в статическом режиме. Измеренные отношения были нормализованы с помощью отношения  $^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.241570$ , а затем пересчитаны на отношение  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  в стандарте LaJolla = 0.511833. За период измерений средние значения по стандартам LaJolla (N = 11) =  $0.511833 \pm 6$  (2сигма) и JNdI (N = 44) =  $0.512074 \pm 8$  (2сигма). Холостоевнутрилабораторное загрязнение по Nd равно 0.3 нг и 0.06 нг по Sm.

#### ГЕОХИМИЯ КАРБОНАТИТОВ

Химические составы карбонатитов и апогипербазитовых метасоматитов приведены в табл. 4. содержания редких и редкоземельных элементов в табл. 5. Все анализированные образцы имеют типично высокие значения Sr, Ba, LREE и значи-



**Фиг. 8.** Слайдер-диаграммы для доломит-кальцитовых (а, б) и доломитовых (в, г) карбонатов и сопровождающих их карбонатно-силикатных метасоматитов Бульдымского гипербазитового массива. Сплошная жирная линия – средние составы кальциокарбоната (а, б) и магнезиокарбоната (в, г) (Wooley, Kempre, 1989). Содержания РЗЭ нормированы по составу хондрита (Evensen *et al.*, 1978). Номера проб соответствуют приведенным в табл. 5.



Фиг. 9. Хондритнормализованное распределение редкоземельных элементов в карбонатитах, гипербазитах и миаскитах Ильмено-Вишневогорского комплекса.

1, 2 - карбонатиты I, II: ранние (1) и поздние (2) кальцитовые карбонатиты Вишневогорского миаскитового массива; 3, 4 -- карбонатиты III, IV: ранние доломит-кальцитовые (3) и поздние доломитовые (4) карбонатиты Булдымского массива; 5 - средний состав кальциокарбонатита (Wooley, Kempe, 1989); 6 - миаскит; 7 - измененный гарцбургит.

Концентрации РЗЭ нормализованы по хондриту (Evensen *et al.*, 1978).

тельные вариации Nb, Zr, Ti, V, Th, сходные со среднемировыми составами кальцио- и магнезиокарбонатитов (Wooley, Kempe, 1989) (фиг. 8), а также с карбонатитами Вишневогорского миаскитового массива (фиг. 9) (Недосекова и др., 2005).

При формировании метасоматической колонки, связанной как с доломит-кальцитовыми, так и с доломитовыми карбонатитами по гипербазитам, наблюдается последовательное обогащение пород всеми редкоземельными и редкими элементами (фиг. 8). При этом доломитовые карбонатиты характеризуются более высокими содержаниями LREE, что связано с присутствием монацита и их редкоземельной спецификой, по сравнению с доломит-кальцитовыми. Специфика доломитовых карбонатитов выражается и в более высоких содержаниях Th.

Содержания Nb, Zr, Ti, V сильно варьируют внутри каждой зоны обоих типов карбонатитов, что связано с вхождением этих элементов в самостоятельные фазы пироксенов, циркон, титаномагнетит, ильменит. Содержания ниобия возрастают от периферических зон, сложенных карбонат-флогопит-рихтеритовыми метасоматитами, к центральным частям тел (доломит-кальцитовым карбонатитам), достигая в них максимальных значений (до 2000 г/т). Цирконием обогащены зоны флогопитовых метасоматитов (до 80 г/т). Ванадий и титан концентрируются во флогопит-

рихтеритовых и флогопитовых метасоматитах (260 г/т V и 0.5% Ti), заметно снижаясь в карбонатитах.

Стронцием и барием обогащены доломит-кальцитовые карбонатиты (до 12200 г/т Sr и 540 г/т Ba) при высоком отношении Sr/Ba (19–22). В доломитовых карбонатитах содержится до 6600 г/т Sr и до 300 г/т Ba с большими вариациями Sr/Ba (12–28), что характерно для метасоматических образований (Самойлов, 1984). Содержание никеля и кобальта в рихтерит-флогопитовых и флогопитовых метасоматитах (до 2.4% Ni, до 280 г/т Co) выше, чем во вмещающих их гипербазитах, что связано с высоким содержанием в этих зонах сульфидов (пентландита, пирротина, пирита).

По сравнению с карбонатитами Ильмено-Вишневогорского комплекса, залегающих в миаскитах Вишневогорского массива, доломит-кальцитовые карбонатиты в гипербазитах характеризуются близкими содержаниями редких элементов - Sr и Ba при более высоких содержаниях REE (до 2500 г/т) и Nb (до 2000 г/т). Доломитовые карбонатиты в гипербазитах имеют максимальные содержания TR + Y (до 7500 г/т) и Th (до 1400 г/т) и более низкие содержания Sr, Ba, Nb при максимальных значениях и вариациях индикаторных отношений Nb/Ta, Zr/Hf, Sr/Ba, LREE/HREE, что характерно для более поздних среднетемпературных членов карбонатитовых серий.

Таблица 3. Химический состав пироксенов (1-3), ниобозинитов (4- 6), ферсмита (7), колумбитов (8, 9) из карбонатитов Булдымского массива, мас. %

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	40.55	53.85	52.1	44.4	51.1	44.4	59.6	73.5	73.79
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	2.0	—	—	—	—	—	—	—	0.49
TiO <sub>2</sub>	9.0	7.1	9.3	15.2	18.5	19.2	13.3	3.96	2.22
FeO	—	—	—	—	—	—	—	8.62	11.52
FeO + Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.6	1.36	—	—	—	—	—	—	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	1.6	2.2	2.2	3.0	2.3	6.42	—
Na <sub>2</sub> O	2.4	5.32	6.0	—	—	—	—	—	—
CaO	12.75	15.7	18.6	5.8	7.2	9.3	16.4	—	—
TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.58	4.14	4.3	23.41	21.6	23.4	4.5	—	—
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.39	0.9X	1.1	0.88	5.0	4.4	1.2	—	—
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.21	2.07	3.2	12.13	16.6	19.0	3.3	—	—
ThO <sub>2</sub>	0.2	4.5	2.0	6.82	Не опр.	Не опр.	—	—	—
UO <sub>3</sub>	18.6	2.0	4.0	—	—	—	—	—	—
MnO	0.2	0.43	0.6	—	0.8	0.6	0.8	3.36	1.88
MgO	1.2	0.78	Не опр.	—	—	—	—	3.41	6.05
F	2.98	5.8	»	—	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O	4.49	1.2	»	—	—	—	—	—	—
Сумма	98.98	99.84	98.9	99.32	100.6	99.9	96.9	99.28	97.83

Примечание Химические анализы- 1, 2, 4, 8 (аналитик -Л.Ф. Баженова, ИГЗ РАН), рентгеноспектральные анализы: 3 (аналитик - В. В. Павшуков, ВСЕГЕИ), 5-7 (аналитик - И. В. Власова, СПбГУ), 9 (аналитик - Л.Н. Поспелова, ИГ и Г СО РАН).

Таблица 4. Химический состав пород Булдымского массива, мас. %

Порода	Кробо	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П.п.п.	S	H <sub>2</sub> O
<i>Карбонатиты</i>														
Доломит-кальцитовые карбонатиты	6	7.28	0.06	1.02	3.30	1.68	9.78	41.13	0.67	0.52	0.01	33.87	0.02	0.03
Доломитовые карбонатиты	5	3.67	0.04	0.98	4.56	1.43	18.38	28.99	0.17	0.42	4.66	36.51	0.02	0.06
<i>Карбонатно-силикатные метасоматиты</i>														
Флогопитовые	6	45.51	0.50	8.36	10.94	0.38	21.77	1.73	1.66	7.57	0.01	1.58	0.09	0.06
Карбонат-флогопитовые	5	33.12	0.91	8.95	10.11	0.68	19.58	7.69	0.22	6.31	0.32	8.16	0.10	0.78
Флогопит-рихтеритовые	5	49.48	0.49	3.01	16.00	0.56	18.54	4.69	4.30	2.16	0.01	1.30	0.05	0.04
Карбонат-флогопит-рихтеритовые	5	31.64	0.41	3.02	12.07	1.14	15.94	21.35	3.25	1.70	0.01	10.76	0.22	0
Хлорит-амфиболовые	7	48.42	0.22	3.41	8.13	0.37	19.39	11.54	2.68	0.47	0.34	5.39	0.20	0.40
Хлорит-карбонат-амфиболовые	6	20.01	0.08	1.38	5.09	0.53	23.64	19.21	0.92	0.53	0.01	28.55	0.02	0.07
<i>Гипербазиты</i>														
Амфиболлизированные гипербазиты	7	49.27	0.04	2.90	8.20	0.14	28.44	4.35	0.66	0.13	0.04	5.55	0.26	0.15
Оливин-энстатитовые породы	2	45.22	0.01	1.73	9.63	0.09	32.55	1.13	0.10	0.07	0.03	8.54	0.25	0.22
Оливиновые породы	2	40.42	0.03	2.30	10.42	0.09	34.62	0.31	0.14	0.03	0.01	10.12	0.92	0.20

Примечание: Рентгеноспектральный силикатный анализ выполнен в ЦЛ ПГО "Севзапгеология".

**Таблица 5.** Состав редких и редкоземельных элементов в карбонатитах и метасоматитах Булдымского гипербазитового массива (г/т)

Элементы	1	2	3	4	5	6	7	8
	44-3332	15-22	3-21	43-915	T-16	K-18	1-54	10-21
Li	4	17	52	12	18	189	0.1	3.5
Rb	0.8	13	46	44	52	597	0.4	0.1
Cs	0.1	0.9	2.2	0.8	0.8	8.5	0	0
Be	0.1	2	4.5	0.3	1.3	7.4	0.6	0.6
Sr	284	44	2313	10279	9547	190	6611	3796
Ba	46	81	98	224	484	1277	233	302
Sc	4	6	16	2	6	5	1	2
V	42	80	198	15	67	119	8	51
Cr	869	1178	607	107	138	н.о.	23	35
Co	76	42	36	5	7	44	16	7
Ni	166	220	136	10	13	1850	13	30
Cu	0.3	18	9	24	24	0.9	20	24
Zn	30	62	236	49	88	703	47	8
Y	2	7	9	69	62	10	93	74
Nb	2	12	27	20	930	4517	88	15
Ta	0	0.6	0.2	0	1.2	111	0.1	0.1
Zr	2	5	32	2	42	15	24	37
Hf	0	0.1	0.5	0.1	0.5	0.4	0.4	0.5
Mo	0.2	0.1	0.6	0.6	0.6	0.1	1.2	0
Pb	1	2	4	14	23	14	23	59
Th	0.3	7	1	3	22	92	681	1418
La	14	32	28	598	577	194	2285	18959
Ce	14	49	88	1056	1022	333	4092	25500
Pr	1	4	8	59	58	28	180	913
Nd	2	11	24	202	180	82	543	2273
Sm	0.3	1.5	3.0	41	38	9	70	168
Eu	0.1	0.4	0.8	11	10	2	34	29
Gd	0.2	1.1	2.2	32	28	6	65	87
Tb	0	0.2	0.3	5	4	0.7	10	11
Dy	0.2	1.0	1.6	25	23	3.3	61	46
Ho	0.1	0.2	0.3	6	5	0.6	11	7
Er	0.2	0.7	0.9	16	15	1.3	23	12
Tm	0.0	0.1	0.1	2	2	0.2	3	1
Yb	0.1	0.6	1.0	17	15	0.9	16	6
Lu	0	0.1	0.2	3	2	0.1	2	1
Zr/Hf	57	41	60	13	83	36	55	80
Sr/Ba	6	0.5	24	46	20	0.2	28	13
Y/Yb	12	11	9	4	4	12	6	12
Nb/Ta	37	19	119	1105	748	41	1136	104
La/Yb	99	52	27	35	37	228	139	3046

Примечание. 1, 2 - слабо фенитизированный гарцбургит; 3 - калыдит-доломит-флогопит-амфиболовый метасоматит; 4 - флогопит-доломит-кальцитовый метасоматит; 5 - доломит-кальцитовый карбонатит; 6 - доломит-флогопитовый метасоматит; 7 - доломитовый карбонатит; 8 - монацитсодержащий доломитовый карбонатит. Анализы выполнены методом ICP MS на приборе "Элемент-2" в г. Новоуральске.

**Таблица 6.** Изотопные Sm-Nd- и Sr-данные для пород и минералов карбонатитов Булдымского гипербазитового массива

№ образца	Порода или минерал	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}^*$ , измеренное = первичному	Sm, г/т	Nd, г/т	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}^{**}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$ %	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$	(eNd) <sub>i</sub>
3311	Карбонатит	—	42	314	0.080917	0.512168	0.002	0.511935	-2.67
3311	Кальцит	$0.70455 \pm 0.00006$	52	391	0.080484	0.512172	0.002	0.51194	-2.57
3311	Амфибол	—	0.5	2.9	0.094757	0.512187	0.002	0.511914	-3.08
3311	Доломит	—	8	64	0.076109	0.512166	0.002	0.511947	-2.44
43-915	Кальцит	$0.70440 \pm 0.00004$	39	292	0.081385	0.512164	0.002	0.511929	-2.77
43-915	Карбонатит	—	41	202	0.123000	0.512257	0.002	0.511903	-3.30
1-54	Доломит	$0.70447 \pm 0.00006$	24	181	0.081499	0.512292	0.002	0.512057	-0.28
10-21	»	$0.70450 \pm 0.00005$	12	93	0.081900	0.512341	0.002	0.512105	0.65

\* Нормализовано по  $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ . \*\* Нормализовано по  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ . Первичное отношение изотопов Nd рассчитано на возраст миаскитов 440 млн. лет (Kramm *et al.*, 1983; Чернышев и др., 1987). Величины eNd рассчитаны относительно однородного хондритового резервуара CHUR.

### ИЗОТОПНЫЕ Sm-Nd- И Sr-ДААННЫЕ ДЛЯ ПОРОД И МИНЕРАЛОВ КАРБОНАТИТОВ

Изотопные данные по Sr, Nd и Sm получены для доломит-кальцитовых и доломитовых карбонатитов Булдымского массива, а также для слагающих их минералов - кальцитов, доломитов и амфибола (табл. 6).

Измеренные  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  отношения в кальцитах и доломитах могут рассматриваться как первичные, так как в них низкие отношения Rb/Sr. Первичные отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  в породах и минералах рассчитаны на возраст 440 млн. лет, полученный при датировании карбонатитов и миаскитов Ильмено-Вишневогорского комплекса (Чернышев и др., 1987; Кононова и др., 1979; Kramm *et al.*, 1983; Kramm *et al.*, 1993).

Изотопные отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в карбонатах варьируют от 0.70440 до 0.70455, что несколько выше по сравнению с карбонатитами Вишневогорского массива (0.7035-0.7036). Первичные отношения неодима максимальны в доломитах из доломитовых карбонатитов ( $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{440} = 0.512105-0.512057$ , eNd = 0.65... -0.28). В кальцитах  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51194-0.51193$ , eNd = -2.57...-2.77. Минимальные первичные отношения неодима устанавливаются в амфиболах  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51191$ , eNd = -3.08. В валовых пробах доломит-кальцитовых карбонатитов первичные отношения неодима варьируют от 0.51194 до 0.51190, eNd = -2.57...-3.3. По сравнению с карбонатитами Вишневогорского массива, в которых eNd имеет положительные значения (eNd = 4.69-3.2), карбонатиты Булдымского массива несколько обогащены изотопами тяжелого неодима (eNd = 0.65...-3.3). Таким образом, изотопные параметры стронция и неодима изученных карбонати-

тов соответствуют глубинному мантийному источнику вещества (типа EM1).

### ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ КАРБОНАТИТООБРАЗОВАНИЯ И ФАЦИАЛЬНЫЙ КОНТРОЛЬ ОРУДЕНЕНИЯ

Температурные условия образования доломит-кальцитовых карбонатитов, содержащих ниобиевое оруденение, и доломитовых карбонатитов, содержащих редкоземельную минерализацию, были изучены А.С. Таланцевым, Г.А. Петровой (1991) методом фазового соответствия при помощи доломит-кальцитового геотермометра. Кроме того, нами использован пирит-пирротинный геотермометр Тулмина-Бартона (Toulmin, Barton, 1964), а также усовершенствованный титаномагнетитовый геотермометр Баддингтона-Линдсли (Полтавец, 1975).

По данным доломит-кальцитовой термометрии (Таланцев, Петрова, 1991), образование доломит-кальцитовых карбонатитов, содержащих рудную пиррохлоровую минерализацию, происходило в температурном интервале - 575-280°C, что соответствует калишпат-кальцитовой (730-530°C), альбит-кальцитовой (530-420°C) и амфибол-доломит-кальцитовой (420-275°C) фациям карбонатитов по В.С. Самойлову (1977). Температура равновесия сосуществующих титаномагнетита и ильменита из доломит-кальцитовых карбонатитов характеризует нижнюю температурную границу распада титаномагнетита и равна 420°C. Сульфидные прожилки в доломит-кальцитовых карбонатитах, образующиеся на заключительных этапах карбонатитообразования, по данным пирит-пирротинной геотермометрии, сформировались при температурах 330-350°C. Химические составы амфиболов и слюд доломит-кальци-

товых карбонатитов, содержащих пирохлоровое оруденение, соответствуют альбит-кальцитовый и амфибол-доломит-кальцитовый фации, что иллюстрируется на диаграммах зависимости составов амфиболов и слюд от температуры (фиг. 4, б). Составы карбонатов (высокая магниальность кальцитов (до 1.78% MgO), значительные содержания в них стронция (до 1.37% SrO) и редких земель (до 0.28% TR), наличие структур распада твердого раствора доломита в кальцитах соответствуют особенностям этих фаций.

Для парагенезиса доломитовых карбонатитов, содержащих рудную редкоземельную минерализацию (монацит, эшинит, ферсмит), определены температуры - 315...230°C (Таланцев, Петрова, 1991), что соответствует хлорит-серицит-анкеритовой фации карбонатитов (330-200°C). Химические составы амфиболов и слюд из доломитовых карбонатитов и сопровождающих их метасоматитов, содержащих рудную редкоземельную минерализацию, а также составы доломитов, содержащих до 36% ферродоломитового минала и 5% кутнагоритового минала, характерны для карбонатитов хлорит-серицит-анкеритовой фации (фиг. 4, б).

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Карбонатиты, залегающие в гипербазах Сысертско-Ильменогорского поднятия, в кровле миаскитовых интрузии, являются продуктами процесса карбонатитообразования, связанного со становлением Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса. Об этом свидетельствуют геохимические и изотопные данные: высокие содержания Sr, Ba, LREE и значительные вариации Nb, Zr, Ti, V, Th, сходные с вишневогорскими и среднемировыми составами кальцио- и магнио-карбонатитов, а также низкое первичное отношение стронция ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t = 0.7044-0.7045$  и  $e\text{Nd} = 0.65...-3.3$ , которое может свидетельствовать об их образовании из глубинного мантийного источника типа

2. Карбонатиты сформировались в результате внедрения карбонатитовых магм (флюидов) и щелочно-карбонатного метасоматоза гипербазитов. Процесс карбонатитообразования происходил в широком диапазоне температур от 575 до 230°C, что соответствует высокотемпературным калишпат-кальцитовый и альбит-кальцитовый и среднетемпературным амфибол-доломит-кальцитовый и хлорит-серицит-анкеритовой фациям карбонатитов (Самойлов, 1977).

3. Карбонатиты в гипербазах представлены доломит-кальцитовыми и доломитовыми разновидностями, различающимися набором редкометалльных акцессорных минералов, составом пороодообразующих минералов и геохимическими особенностями. Доломит-кальцитовые карбонатиты

с рихтеритом и тетраферрифлогопитом содержат редкометалльные акцессорные минералы (пирохлор, циркон, псевдоморфозы ферсмита, эшинита, колумбита по пирохлору) и обогащены стронцием, барием, ниобием, цирконием, редкими землями. Доломитовые карбонатиты с флогопитом (или хлоритом) и амфиболом ряда винчит-рихтерит содержат редкоземельную акцессорную минерализацию - монацит, эшинит, ортит, редкоземельный пирохлор и обогащены редкими землями и торием.

4. Карбонатиты сопровождаются мощными зонами флогопит-рихтеритовых и флогопитовых, часто карбонатсодержащих метасоматитов. Ниобиевые акцессорные минералы (пирохлор и др.) встречаются преимущественно в средних частях зон в карбонат-флогопит-рихтеритовых метасоматитах. Редкоземельные акцессорные минералы приурочены к периферическим частям зон. Флогопитовые метасоматиты обогащены относительно других зон цирконием, барием, никелем и кобальтом, флогопит-рихтеритовые метасоматиты ванадием, титаном, хромом, никелем, кобальтом. Содержания стронция, ниобия и редких земель в силикатных метасоматитах в десятки раз ниже, чем в карбонатитах.

5. Образование доломит-кальцитовых карбонатитов, содержащих рудную ниобиевую минерализацию, происходило при температурах калишпат-кальцитовый, альбит-кальцитовый и амфибол-доломит-кальцитовый фации (575-300°C). Об этом свидетельствуют данные доломит-кальцитовый, ильменит-титаномагнетитовой и пирит-пирротиновой термометрии и особенности составов амфиболов и слюд - низкая глиноземистость и титанистость, обогащенность окисным железом, наличие в них "тетраэдрического" железа, высокие содержания фтора. Составы карбонатов (высокая магниальность кальцитов, значительные содержания в них стронция и редких земель, структуры распада твердого раствора доломита в кальцитах) также соответствуют особенностям этих фаций. С карбонатитами и щелочными метасоматитами этих фаций в гипербазах связано ниобиевое оруденение (Булдымское месторождение пирохлора, являющееся одной из рудных зон Вишневогорского месторождения) (Левин и др., 1997).

6. Образование доломитовых карбонатитов, обогащенных редкими землями и торием и содержащих редкоземельную акцессорную минерализацию, происходило при более низких температурах хлорит-серицит-анкеритовой фации (300-200°C), что также подтверждается геохимическими особенностями минералов и пород. С апогипербазитовыми карбонатитами и щелочными метасоматитами этих фаций связано редкоземельное орудене-

ние (Булдымское и Спирихинское месторождения редких земель) (Левин и др., 1997).

7. Минеральные парагенезисы карбонатитов, залегающих в гипербазах, особенности состава слагающих их минералов, геохимические особенности пород сопоставимы с классическими карбонатитами щелочно-ультраосновной формации. Они фиксируют эволюцию карбонатитообразующих расплавов и флюидов при образовании доломит-кальцитовых и доломитовых карбонатитов от щелочных к более кислым и соответствуют средне-температурным фациям карбонатитообразования. В отличие от карбонатитов высокотемпературных фаций Вишневогорского массива миаскитов, в гипербазах более широко проявлены карбонатиты среднетемпературных фаций, с которыми связаны месторождения ниобия и редких земель.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Автор выражает благодарность В.Я. Левину, Н.В. Владыкину, В.Н. Сазонову, В.В. Холоднову, И.С. Чашухину за консультации и обсуждение материалов, а также Т.Б. Баяновой, Ю.Л. Ронкину, Г.В. Пальгубе за содействие в проведении изотопных, геохимических и рентгеноструктурных анализов.

Работа выполнена по программе проектов УрО РАН, СО РАН и ДВО РАН 2005 г.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Багдасаров Ю.Л.* Линейно-трещинные тела карбонатитов новая субформация ультраосновных—щелочных карбонатитовых комплексов // Докл. АН СССР, 1979. Т. 248. № 2. С. 412-415.

*Багдасаров Ю.А.* О полиформационности карбонатитов и объеме термина "карбонатит" // Зап. ВМО. 1992. №2. С. 110-116.

*Багдасаров Ю.А., Власова Е.В., Скосырева М.В.* Типоморфизм слюд ультраосновных щелочных пород и карбонатитов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 6. С. 78-92.

*Баженов А.Г., Недосекова ИЛ.* Фторрихтерит - новый минеральный вид в группе амфиболов // Зап. ВМО. 1993. Ч. СХХ11. № 3. С. 98-102.

*Баженов А.Г., Недосекова ИЛ., Кринови Т.В. и др.* Формазнезиоарфведсонит - новый минеральный вид в группе амфиболов (Ильменогорско-Вишневогорский комплекс, Ю.Урал) // Зап. ВМО. 2000. № 6. С. 28-35.

*Бонштедт-Куплетская Э.М.* Минералогия щелочных пегматитов Вишневых гор. М., 1951.

*Бородин Л.С.* Карбонатитовые месторождения редких элементов // Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. М.: Наука, 1966. Т. III. С. 215-256.

*Варлаков А.С.* Петрография Булдымского гипербазитового массива Вишневогорского комплекса // Уральский минералогический сборник. Екатеринбург: УрО РАН, 1993. № 1. С. 37-45.

*Варлаков А.С., Кузнецов Г.П., Муркин В.П. и др.* Гипербазиты в геологическом строении Ильменогорского комплекса и его обрамления // Докембрийско-раннепалеозойская история развития Урала. Свердловск, 1980. С. 41-44.

*Варлаков А.С., Кузнецов Г.П., Кораблев Г.Г. и др.* Гипербазиты Вишневогорско-Ильменогорского метаморфического комплекса (Южный Урал). Миасс: ИМИНУрОРАН, 1998.

*Гайдукова В.С.* Процессы изменения пироклора в карбонатитовых месторождениях // Минеральное сырье. 1960. Вып. 1. С. 111-120.

*Гинзбург А.И., Самойлов В.С.* К проблеме карбонатитов // Зап. ВМО. 1983. Вып. 2. Ч. 112. С. 164-176.

*Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж.* Породообразующие минералы. М.: Мир, 1966. Т. 5.

*Есёкова ЕМ., Жабин А.Г., Мухитдинов Г.Н.* Минералогия и геохимия редких элементов Вишневых гор. М.: Наука, 1964.

*Жабин А.Г.* О новом типе карбонатитовых проявлений в связи со щелочным комплексом Ильменских-Вишневых гор на Урале // Докл. АН СССР. 1959. Т. 128. № 5. С. 1020-1022.

*Жабин А.Г., Самсонова Н.А.* Карбонатные породы из щелочного комплекса Вишневых гор на Урале // Тр. ИМГРЭ АН СССР. 1962. Вып. 9. С. 224-240.

*Ильменев Е.С.* Штокверковое редкометальное оруденение в нефелиновых сиенитах // Изв. вузов. Геология и разведка. 1958. № 11. С. 51-58.

*Кейльман Г.А.* Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974.

*Кононова В.А., Донцова Е.И., Кузнецова Л.Д.* Изотопный состав кислорода и стронция Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса и вопросы генезиса миаскитов // Геохимия. 1979. № 12. С. 1784-1795.

*Краснобаев А.А., Давыдов В.А.* Возраст и происхождение Ильменогорской толщи по данным цирконологии (Ильменские горы, Ю. Урал) // Докл. РАН. 2000. Т. 372. № 1. С. 89-94.

*Лебедева И.О., Недосекова ИЛ.* О процессе эшинитизации пироклора из карбонатитов Булдымского массива (Вишневые горы, Урал) // Зап. ВМО. 1993. № 2. С. 69-75.

*Левин В.Я.* Проблемы интрузивного щелочного магматизма Урала // Вопросы геологической корреляции и металлогении Урала. М.: Наука, 1983. С. 100-110.

*Левин В.Я., Роненсон Б.М., Левина И.А.* Карбонатиты щелочной провинции Ильменских-Вишневых гор на Урале // Докл. АН СССР. 1978. Т. 240. № 4. С. 930-933.

*Левин В.Я., Роненсон Б.М., Самков В.С. и др.* Щелочно-карбонатитовые комплексы Урала. Екатеринбург: Уралгеолком, 1997.

*Недосекова ИЛ., Лотова Э.В.* Находка стронцианита в Булдымском гипербазитовом массиве (Вишневые горы) // Материалы к топогеологии Урала. Свердловск: УрО РАН, 1986. С. 56-61.

*Недосекова ИЛ., Поляков В.О., Баженова Л.Ф.* Акцессорные редкометальные минералы апогипербазитовых фенитов и карбонатитов в Ильменогорско-Вишневогорском комплексе // Новые и малоизучен-

- ные минералы и минеральные ассоциации Урала. Свердловск: УрО РАН. 19Х6. С. 49–51.
- Недосекова И.Л., Поспелова Л.Н., Поляков В.О.* Магнезиальный колумбит из Булдымского массива (Вишневые горы) // Новые данные по минералогии Урала. Свердловск, 1988. С. 23.
- Недосекова И.Л., Прибавкин С.В., Пушкарев Е.В.* Новые данные по геохимии Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса // Ежегодник -- 2005. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005. С. 198–206.
- Никель Е.Х.* Твердые растворы в номенклатуре минералов // Зап. ВМО, 1992. № 2. С. 91.
- Павлишин В.И., Платонов А.Н., Польшин Э.В. и др.* Слюды с железом в четверной координации // Зап. ВМО, 1978. Ч. 107. Вып. 2. С. 165–180.
- Поляков В.О., Недосекова ИЛ.* Минералогия апогипербазитовых фенитов и карбонатитов южной части Ильменских гор // Минералы месторождений и зон техногенеза рудных районов Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. С. 24–35.
- Полтавец Ю.А.* Обсуждение титаномагнетитового геотермометра Баддингтона—Линдсли на основе сравнительного анализа равновесий шпинелидов магнетитовой серии // Изв. АН. Сер. геол. 1975. № 6. С. 63–72.
- Роненсон Б.М.* Происхождение миаскитов и связь с ними редкометального оруденения // Геология месторождений редких элементов. М.: Недра, 1966. Вып. 28.
- Ронкин ЮЛ., Лепихина О.П., Голик С.В. и др.* Мультиэлементный анализ геологических образцов кислотным разложением и окончанием на HR ICP-MS Element2 // Ежегодник – 2004. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005. С. 423–433.
- Самойлов В.С.* Карбонатиты (фаии и условия образования). М.: Наука, 1977.
- Самойлов В.С.* Геохимия карбонатитов. М.: Недра, 1984.
- Свяжин Н.В.* Доломитовые карбонатиты Вишневогорского комплекса ультраосновных и щелочных пород // Изв АН СССР. Сер. геол. 1966. № 5. С. 65–72.
- Таланцев А.С., Петрова Г.А.* Условия и механизм формирования карбонатитов Ильменогорско-Вишневогорского щелочного комплекса. Свердловск, 1991.
- Чернышева Е.А.* Минералы карбонатитов как индикаторы условий их формирования (на примере массивов Восточной Сибири). Новосибирск, 1981.
- Чернышев И.В., Кононова В.А., Крамм У. и др.* Изотопная геохронология щелочных пород Урала в свете данных уран-свинцового метода по цирконам // Геохимия. 1987. № 3. С. 323–338.
- Evensen N.M., Hamilton P.I., O. Nious R.K.* Rare earth abundances in chondrites // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1978. V. 42. P. 1199–1212.
- Kramm U., Blaxland A.B., Kononova V.A., Grauert B.* Origin of the Ilmenogorsk-Vishnevogorsk nepheline syenites, Urals, USSR, and their time of emplacement during the history of the ural fold belt: a Rb-Sr study // J. Geol. 1983. V. 91. P. 427–435.
- Kramm U., Chernyshev I.V., Grauert S. et al.* Zircon typology and U-Pb systematics: a case study of zircons from nepheline syenite of the Il'meny Mountains, Ural // Petrology. 1993. V. 1. № 5. P. 474–85.
- Le Bas M.J., Srivastava R.K.* The mineralogy and geochemistry of the Mundwava carbonatite dykes, Sirohi District, Rajasthan, India // Neues Jahrbuch fur Mineralogie. Abhandlungtn. Stuttgart, 1989. Band 160. Helf 2. P. 207–227.
- Leak E.B.* Nomenclature of amphiboles // Canad. Mineralogist. 1978. V. 16. Part 4. P. 501–520.
- Toulmin P., Barton P.B.* A themodynamic study of pyrite and pyrrhotite // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1964. V. 28. P. 651–671.
- Veen A.H. varider.* Calcite-dolomite intergrowths in high-temperature carbonate rocks // Amer. Mineralogist. 1965. V. 50. № 11–12. P. 2070–2071.
- Wooley A.R., Kempe D.R.C.* Carbonatite: nomenclature, average chemical compositions and element distributions // Carbonatites: genesis and evolution. London: Unwin Hyman, 1989. P. 1–14.