

КАРБОНАТИТСОДЕРЖАЩИЙ КОМПЛЕКС ЭДЕЛЬВЕЙС (ГОРНЫЙ АЛТАЙ): НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ВЕЩЕСТВЕННОМУ СОСТАВУ И ВОЗРАСТУ

В. В. Врублевский, В. И. Крупчатников*, И. Ф. Гертнер

Томский государственный университет, г. Томск

* ФГУ «Территориальный фонд информации МПР России
по Республике Алтай», г. Горно-Алтайск

Проявления магматизма повышенной щелочности и связанных с ним карбонатитов не являются характерной чертой геологического развития складчато-надвиговой структуры Горного Алтая. По-видимому, одним из немногих исключений, указывающим на кратковременную рифтогенную активность, является формирование щелочно-основного карбонатитсодержащего комплекса эдельвейс, выделяемого в юго-восточной части региона [10, 11 и др.]. Ареал его распространения в виде небольших по размерам штоко- и дайкообразных интрузий ограничивается южным склоном Северо-Чуйского хребта в районе водораздела рек Кускуннур, Тюте и Джело (рис. 1). До последнего времени на основании результатов К-Аг-изотопного датирования пород главных интрузивных фаз комплекса — щелочных клинопироксенитов, габбро-пироксенитов и щелочных сиенитов (по клинопироксену, амфиболу, щелочному полевоому шпату и валовым пробам) считалось, что его становление происходило на мезозойском (юра, геттанг-оксфорд, 159—207 млн. лет) этапе континентального рифтогенеза. Приведенные в статье результаты изучения состава Sm-Nd— и Rb-Sr—изотопных систем карбонатитов и ассоциирующих силикатных пород комплекса свидетельствуют о их формировании еще в раннем палеозое из умеренно деплетированного мантийного источника. Это заключение не противоречит современным представлениям о многоэтапном характере мантийно-плюмовой деятельности и связанного с ней магматизма повышенной щелочности на территории Алтае-Саянской складчатой области (АССО) [14, 17, 18].

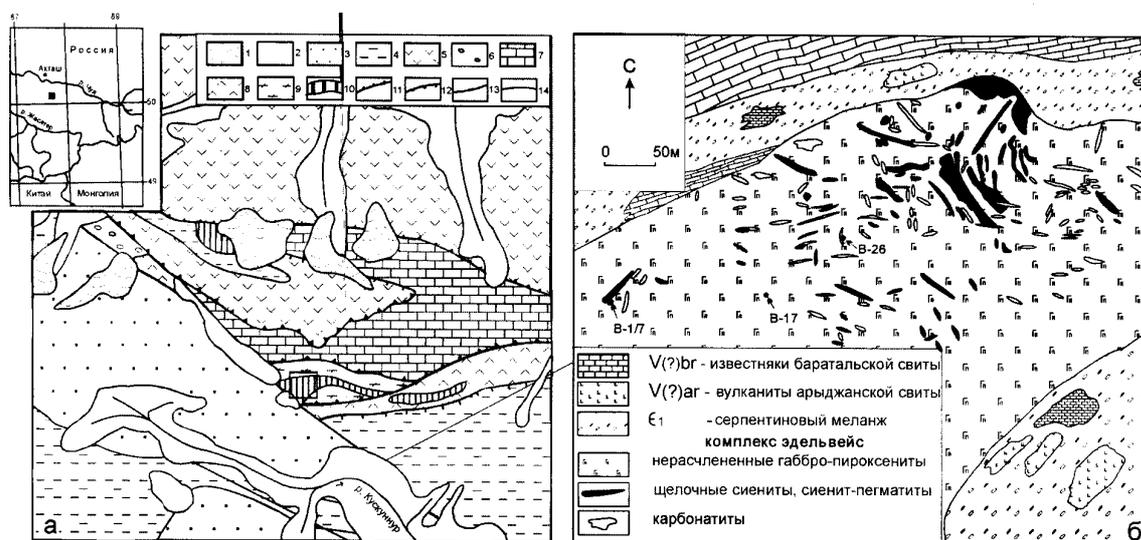


Рис. 1. Геологическая позиция и внутреннее строение массивов комплекса эдельвейс

Приводится по материалам Горно-Алтайской ПСЭ. (а) фрагмент геологической карты южного склона Северо-Чуйского хребта, масштаб 1:50000. На врезке в верхнем левом углу показано географическое расположение комплекса эдельвейс (черный квадрат). 1 — ледники; 2 — аллювиальные отложения; 3 — пестроцветные терригенные отложения ташантинской свиты $D_2t\delta$; 4 — карбонатно-терригенные отложения машейской свиты $D_2m\delta$; 5 — вулканогенные отложения карасукской свиты D_1kr ; 6 — терригенные и карбонатные отложения чибитской свиты $E_1\delta b$; 7 — кремнисто-карбонатные отложения баратальской свиты $V(?)br$; 8 — вулканогенно-осадочные отложения арыджанской свиты $V(?)ag$; 9 — полимиктовый серпентинитовый меланж чаганузунского офиолитового комплекса E_1 ; 10 — тела щелочно-мафитового комплекса эдельвейс; 11-13 — тектонические нарушения (11 — надвиги, 12 — сбросы, 13 — сдвиги); 14 — стратиграфические и геологические границы. Контуром обведен участок максимального проявления карбонатитов, показанного на рис. 1б. (б) фрагмент внутреннего строения карбонатитосодержащего массива в верховьях р. Кусуннур. Точками обозначены места отбора образцов для Sm-Nd и Rb-Sr-изотопных исследований с указанием их номера.

Геологическая позиция, строение и состав пород комплекса эдельвейс

В геотектоническом отношении Горный Алтай представляет собой коллаж каледонских и герцинских складчатых сооружений, возникших в результате закрытия Палеоазиатского океана и наращивания земной коры на окраине Сибирского континента [1]. Современная структура региона представляет собой сложный покровно-пликативный ансамбль, в строении которого принимают участие две группы разновозрастных геодинамических комплексов: (а) вендско-кембрийские островодужные системы с толеит-бонинитовым, известково-щелочным и шошонитовым магматизмом и сопряженными кремнисто-карбонатными отложениями симаунтов, турбидитов преддуговых прогибов, а также фрагментов офиолитовых и эклогит-глаукофановых ассоциаций; (б) ордовикско-силурийские и девонско-карбоновые периконтинентальные образования, представленные молассоидными, вулканогенно-осадочными и угленосными толщами с широким развитием гранитоидного магматизма [1, 3].

Геологическое строение района развития магматических образований комплекса эдельвейс ($50^{\circ}12' \text{ СШ}$, $87^{\circ}30' \text{ ВД}$) характеризуется наличием древнего складчато-надвигового основания, сложенного известняками и вулканитами венда и раннего кембрия, и перекрывающего их покрова девонских терригенно-карбонатных и вулканогенных отложений с формированием небольших по площади эрозионных окон (рис. 1). Интрузивные тела комплекса прорывают отложения нижнего яруса, структура которого интерпретируется в качестве аккреционной призмы, возникшей на фронте примитивной островной дуги [3]. По существу, эти образования представляют собой олистостромовый парагенез с пластинами породно-вещественных комплексов гайотов (баратальская, арыджанская и чибитская свиты), метаперидотитов, габброидов и серпентинитового меланжа с блоками высокобарических пород (чаганузунский комплекс). Образование подобной ассоциации объясняется эффектом заклинивания зоны палеосубдукции подводными поднятиями и возникновением возвратных течений, инициирующих транспортировку глубинного материала к поверхности [1].

Только в одном из массивов комплекса эдельвейс, расположенном в верховьях р. Кусуннур, левого притока р. Чаган-Узун (рис. 1), в наиболее полном объеме установлена петрографическая ассоциация: клинопироксенит — габбро-пироксенит — щелочной сиенит — карбонатит, послужившая объектом наших исследований. Морфологически изученный массив состоит из двух сближенных пластинообразных тел субширотной ориентировки с крутопадающими контактами и общей площадью

выхода на поверхность 1,2 км². При этом больший по размерам западный спутник расположен в зоне полимиктового серпентинитового меланжа раннего кембрия и, по-видимому, имеет тектонические контакты с окружающими породами. В его составе доминируют рудные и слюдяные клинопироксениты, габбро-пироксениты с диопсид-салитом, основным плагиоклазом, флогопитом и титанистым магнетитом (табл. 1, 2). Незначительные содержания Са-алюмочермакитового компонента (2—5 отн. %) в клинопироксене указывают на сравнительно малоглубинные условия формирования данных пород. Об этом же косвенно свидетельствуют их масштабные вторичные изменения, выразившиеся в серпентинизации, амфиболизации и скарнировании.

1. Химический состав клинопироксена и магнетита в габбро-пироксенитах комплекса эдельвейс

Образец	Минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	Сумма
В-17 (2)	<i>срх</i>	51,34	0,80	4,22	7,16	-	13,24	23,87	0,34	100,97
В-27	<i>срх</i> (ц)	52,98	0,46	1,75	6,83	0,02	14,21	23,48	0,23	99,96
	<i>срх</i> (кр)	49,12	0,88	4,29	8,14	0,05	12,23	22,99	0,37	98,07
В-17 (2)	<i>mgt</i>	1,46	3,02	1,04	87,69	0,31	0,16	1,04	-	94,72
В-27 (2)	<i>mgt</i>	-	0,36	-	92,15	0,02	-	0,03	-	92,55

Примечание. Условия съемки: микроанализатор Camebax с KEVEX, 20 kV, 40 нА, диаметр зонда не более 5 мк (ан. Москалева С.В., Институт вулканологии ДВО РАН). Цифрой в скобках обозначено количество усредненных анализов. *срх* — клинопироксен, *mgt* — магнетит. ц — центр, кр — край минерального зерна. (-) — элемент не обнаружен. В клинопироксене отсутствует K₂O, в магнетите — Cr, Ni, Zn.

В гипсометрически более высокой северной части интрузива широко развиты дайковые и жильные тела лейкократовых щелочных сиенитов, сиенит-порфиоров, сиенит-пегматитов и карбонатитов, прорывающих мафические породы. В отличие от сиенитоидных образований (20—80 г 5—7 метров), карбонатитовые жилы имеют значительно меньшие размеры при переменной мощности (0,1—3 метра) и протяженности (1—25 метров). В их экзоконтакте проявлен слабый катаклиз, а метасоматическое воздействие на вмещающие породы ограничивается амфиболизацией (по мафитам) или карбонатизацией сиенитов. В ряде случаев разными исследователями массива отмечаются факты существования сложных залежей типа «дайка в дайке», центральные части которых, выполненные карбонатитами, к зальбандам сменяются сиенит-пегматитовым материалом в виде оторочек шириной 0,1—0,2 метра, а также пересечения сиенитовых тел карбонатитовыми прожилками, не выходящими за их пределы.

2. Химический состав флогопита в слюдяных клинопироксенитах и карбонатитах комплекса эдельвейс

Компонент	В-17	В-27	В-26	В-1/6		В-16		В-14	
	(2)	(2)	(2)	ц	кр	ц	кр	ц	кр
SiO ₂	42,26	42,40	42,48	42,91	42,42	43,02	43,19	42,27	42,86
TiO ₂	0,68	0,65	0,30	0,81	0,79	0,17	0,22	0,10	0,11
Al ₂ O ₃	12,30	11,94	11,46	12,32	12,24	11,30	11,62	9,52	10,11
FeO	10,24	8,69	10,31	10,17	9,54	9,05	8,98	10,44	9,79
MgO	20,40	20,36	20,48	19,99	20,29	20,86	21,07	21,74	22,21
Na ₂ O	0,09	0,13	0,30	0,03	0,12	0,46	0,07	0,22	0,19
K ₂ O	9,97	9,84	10,15	10,27	10,47	10,48	9,91	10,27	10,42
Сумма	95,94	94,01	95,48	96,5	95,87	95,34	95,06	94,56	95,69

Примечание. 1-2 — слюдяные клинопироксениты; 3-6 — карбонатиты. Условия съемки: микроанализатор Camebax с KEVEX, 20 kV, 40 нА, диаметр зонда не более 5 мк (аналитик Москалева С.В., Институт вулканологии ДВО РАН). Условия съемки и обозначения см. в примечании к табл. 1.

Изученные нами разновидности карбонатитов массива являются преимущественно кальцитовыми породами мелко-среднезернистого, нередко полосчатого строения, обусловленного распределением минералов. Наряду с преобладающим карбонатом (80—95 %), в количестве до 5—20 % присутствуют второстепенные флогопит (табл. 2), апатит, доломит и пирит, а также встречаются редкие мелкие (0,1—2 мм) кристаллы зеленовато-бурого пирохлора. В отличие от слюды, встречающейся в клинопироксенитах, флогопит карбонатитов по соотношению глиноземистости и кремнекислотности соответствует более низкотемпературной разновидности (рис. 2). По сравнению с биотитом магматических пород для него свойственно повышенное содержание SiO₂, вызывающее заметное смещение составов относительно композиционных полей Fe-Mg-слюд различных карбонатитовых фаций щелочно-ультраосновных комплексов.

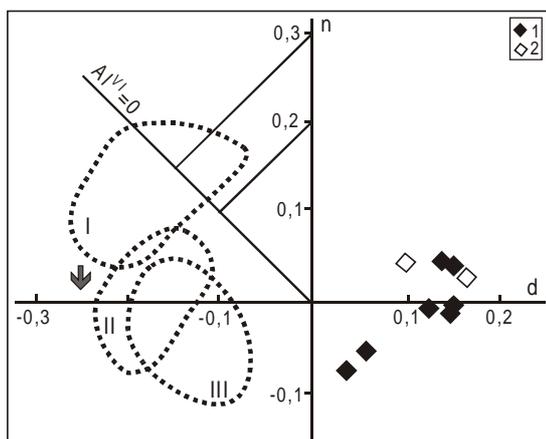


Рис. 2. Соотношение глиноземистости и кремнекислотности в порообразующем флогопите

1-2 — флогопит из карбонатитов (1) и клинопироксенитов (2) комплекса эдельвейс. Параметры ($n=(Al-1)/2$, $d=n+Si-3$, ф.ед.) и принцип построения диаграммы приводятся по [7]. Точечным пунктиром околнены поля составов биотитов из карбонатитов различных температурных фаций [16]: I — калишпат-кальцитовой ($T^{\circ}C=530-650^{\circ}$), II — альбит-кальцитовой ($T^{\circ}C=420-530^{\circ}$), III — амфибол-доломит-кальцитовой ($T^{\circ}C=300-420^{\circ}$). Стрелкой показано уменьшение глиноземистости слюд при снижении температуры процесса

Силикатные породы главных интрузивных фаз комплекса эдельвейс по общему уровню и характеру щелочности ($Na_2O+K_2O \sim 0,5-14$ мас. %; $K_2O/Na_2O \sim 0,6-1,8$ мас. %), а также пониженной кремнекислотности ($SiO_2 \sim 34-58$ мас. %) в целом соответствуют петрохимическим параметрам формации субкалиевых и калиево-натриевых щелочных и субщелочных основных пород (табл. 3, рис. 3). Однако отношение K_2O/Na_2O в наиболее щелочных базитах и сиенитах может достигать значений 5—14, что уже типично для пород калиевой геохимической специфики. Обращают на себя внимание повышенные содержания кальция ($CaO \sim 16-20$ мас. %), фосфора (P_2O_5 до 4,7 мас. %), титана (TiO_2 до 2,2 мас. %) и железа (Fe_2O_{3T} до ~ 26 мас. %) в клинопироксенитах, что объясняется обогащенностью пород апатитом и титанистым магнетитом. В тех случаях, когда в щелочных сиенитах содержится кальцит (до 5-6 об. %), концентрации CaO в их составе возрастают до $\sim 7-14$ мас. % [4]. 1,8; $Fe_2O_3 \sim 0,3-1,4$; $P_2O_5 \sim 0,6-3,6$, $CO_2 \sim 38-40$ мас. %), а также большинства типоморфных микроэлементов (Sr 2123-5770, Ba 120-870, Zr 45-82, Nb 1,2-38, TR+Y 521-2126 г/т) соответствуют интервалам концентраций, установленным для кальциокарбонатитов [20].

3. Представительные химические составы пород комплекса эдельвейс

Элемент	В-17*	В-27	В-1/7*	В-1/1	В-14	В-16*	В-26*	В-31	В-1/2
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	34,71	34,17	55,37	48,59	1,19	3,41	0,70	2,94	1,32
TiO ₂	1,53	2,16	0,17	0,05	0,09	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03
Al ₂ O ₃	5,61	4,81	18,23	14,04	0,63	0,54	-	0,21	0,58
Fe ₂ O _{3T}	16,62	21,49	7,87	3,05	1,22	0,79	0,81	1,12	0,27
MnO	0,25	0,23	0,11	0,08	0,25	0,14	0,36	0,36	0,20
MgO	10,31	10,58	2,05	0,30	1,75	1,26	1,17	0,41	1,71
CaO	20,54	17,95	2,03	13,78	53,01	52,12	54,34	53,32	53,33
Na ₂ O	<0,3	<0,3	4,30	8,31	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3
K ₂ O	1,65	1,59	7,15	1,09	0,05	0,03	0,05	0,03	0,09
P ₂ O ₅	4,70	3,78	<0,03	0,23	1,11	1,81	3,56	0,62	0,93
CO ₂	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	39,42	38,56	37,59	39,99	40,05
LOI	2,35	1,85	1,82	10,34	1,24	1,06	1,03	1,27	1,31
Сумма	98,27	98,61	99,10	99,86	99,96	99,71	99,60	100,26	99,80
Sc	81	96	4	2	0,9	0,6	1,2	1,9	0,8
V	435	н.а.	256	н.а.	н.а.	35	27	н.а.	н.а.
Cr	45	65	52	63	41	48	44	39	39
Co	122	96	10	9,7	5,7	5,5	2,1	5,4	1,1
Ni	64	н.а.	10	н.а.	н.а.	21	16,6	н.а.	н.а.
Cu	607	н.а.	19	н.а.	н.а.	68	72	н.а.	н.а.
Zn	101	н.а.	74	н.а.	н.а.	4	10	н.а.	н.а.
Pb	3	н.а.	6	н.а.	н.а.	9	1,5	н.а.	н.а.
Ga	16	н.а.	29	н.а.	н.а.	3	8,4	н.а.	н.а.
Ba	521	н.а.	1423	н.а.	120	870	473	520	470
Sr	721	н.а.	1676	н.а.	2795	5117	5472	3096	2123
Rb	62,7	н.а.	59	н.а.	н.а.	0,4	0,9	-	-
Cs	5,1	н.а.	0,8	н.а.	н.а.	0,07	0,22	н.а.	н.а.
Nb	6	н.а.	257	н.а.	2,1	38	2,4	1,2	-

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Ta	0,3	-	5,7	1,7	-	0,4	0,1	-	-
Zr	71	н.а.	221	н.а.	61	68	82	72	45
Hf	4,2	4,4	3,5	1,2	-	0,02	0,2	-	1,5
Y	36	н.а.	25	н.а.	31	3,5	90	17	31
Th	4,8	н.а.	3	2	9,1	2,8	6,2	8,8	7
U	2,7	н.а.	24	14	-	3,4	0,4	-	-
La	62,7	67	27	97	355	144	525	204	276
Ce	189	181	54	185	1093	276	991	663	837
Pr	22	н.а.	3,4	н.а.	н.а.	20,4	109	н.а.	н.а.
Nd	108	н.а.	8,8	н.а.	н.а.	54	293	н.а.	н.а.
Sm	23	23	0,9	6,4	35	8	38,3	16	27
Eu	10	13	0,4	1,9	14	3,1	10	4,5	11
Gd	16	н.а.	0,7	н.а.	н.а.	3,4	32	н.а.	н.а.
Tb	7,8	7,2	0,1	1	4	3,5	3,7	1,8	3,3
Dy	8,1	н.а.	0,4	н.а.	н.а.	0,9	17	н.а.	н.а.
Ho	1,3	н.а.	0,07	н.а.	н.а.	0,1	2,8	н.а.	н.а.
Er	3	н.а.	0,2	н.а.	н.а.	0,2	7,5	н.а.	н.а.
Tm	0,3	н.а.	0,03	н.а.	н.а.	0,03	0,9	н.а.	н.а.
Yb	2,1	3,2	0,5	0,9	3,2	3	5	3,1	3,3
Lu	0,8	1,1	0,03	0,1	0,8	0,7	0,5	0,6	0,6

Примечание. 1-2— слюдяные клинопироксениты, 3— щелочной сиенит, 4— кальцитизированный щелочной сиенит, 5-9— карбонатиты. Содержания петрогенных (мас. %) и редких элементов (г/г) определены методами РФА, ICP-MS*, ИНАА в Аналитических центрах ОИГГМ СО РАН, ИМГРЭ, ТПУ (ан. Глухова Н.М., Колмогоров Ю.Л., Журавлев Д.З., Конарева Л.А., Судыко А.Ф.) н.а. — компонент не анализировался; прочерк — компонент не обнаружен.

Вариации химического состава карбонатитов (табл. 3) обусловлены неравномерным, нередко полосчатым распределением породообразующих минералов, однако содержания главных петрогенных компонентов ($\text{CaO} \sim 50-54$; $\text{SiO}_2 \sim 0,7-12$; $\text{MgO} \sim 0,1$). Высказанное ранее утверждение о преобладании доломитовых разновидностей среди карбонатитов массива [11] не подтверждается данными химического анализа.

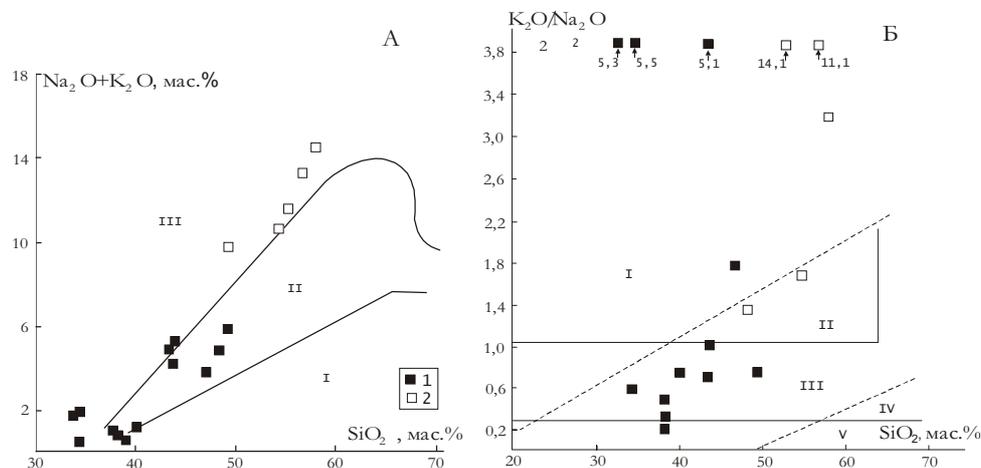


Рис. 3. Петрохимическая типизация силикатных пород комплекса эдельвейс

1 — субщелочные и щелочные клинопироксениты, габбро-пироксениты, габбро, 2 — щелочные сиениты. (А) TAS-диаграмма. I-III — композиционные поля магматических пород нормальной щелочности (I), субщелочного (II) и щелочного (III) петрохимических рядов [8]. (Б) $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ - SiO_2 -диаграмма. Поля I-V ограничены составами калиевой (I), субкалиевой (II), калиево-натриевой (III), субнатриевой (IV) и натриевой (V) петрохимических серий [9]. Цифрами со стрелкой в верхней части диаграммы показаны наиболее высокие значения отношения $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ согласно определенному содержанию SiO_2 .

Характерной особенностью формирования пород комплекса является постепенное накопление стронция в последовательных магматических производных. Его содержание в среднем возрастает от 1200 г/т в базитах до 1700 г/т в щелочных сиенитах и 4200 г/т в карбонатитах. При этом отношение Sr/Ba в последних, варьирующее от 4,5 до 23,3, в большей степени характеризует их как продукты ранних стадий карбонатитогенеза, однако учитывая несколько повышенные по сравнению с мантийными

первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и значения $\delta^{18}\text{O}$ в породах и минералах комплекса, в данном случае следует допустить возможность поступления в ювенильную систему корового вещества. Необходимо также отметить, что рассматривая формирование пород комплекса с классических позиций магматической дифференциации исходного щелочно-базитового расплава, закономерным выглядит только поведение сидерофильных Co, Ni, Sc, V с устойчивой тенденцией уменьшения их концентраций в более поздних щелочных сиенитах и карбонатитах. Распределение большинства некогерентных элементов не обнаруживает каких-либо стабильных корреляционных зависимостей, согласующихся с их поведением в ординарном процессе кристаллизационного фракционирования. В качестве наиболее предпочтительного генетического фактора, явившегося причиной такого несоответствия, можно предположить относительно раннее ликвационное расслоение насыщенной соевым веществом порции производного щелочно-базитового расплава с обособлением щелочно-сиенитовой и карбонатитовой жидкостей. Несмотря на сходный и достаточно дифференцированный характер распределения РЗЭ в конъюгативных сиенитах (La/Yb 54-108) и карбонатитах (La/Yb 48-111), фиксируется заметная комплементарность их составов, особенно легких лантаноидов, по отношению к слюдяным клинопироксенитам (La/Yb 21-30; $\Sigma\text{TR} \sim 300-450$ г/т; рис. 4А). Наблюдаемая заметная обедненность редкими землями щелочных сиенитов ($\Sigma\text{TR} \sim 98-292$ г/т) на фоне одновременного обогащения данными компонентами карбонатитов ($\Sigma\text{TR} \sim 517-2036$ г/т) хорошо согласуется с известными экспериментальными данными, свидетельствующими о преимущественном накоплении легких РЗЭ в карбонатных жидкостях по сравнению с силикатными фракциями ликвата [20, 22, 31]. Показательным является и тот факт, что в изученной ассоциации пород Nb, Ta, Zr и, частично, Hf избирательно концентрируются именно в щелочных сиенитах, а не в карбонатитах (рис. 4Б), тем самым подтверждая установленную опытным путем тенденцию перераспределения этих HFS-элементов, главным образом, в силикатную составляющую синтетических ликвационных систем подобного типа [31]. В целом, по уровню накопления LREE (La 144-525, Ce 276-1093 г/т) и общему характеру спектров редких земель и других гидромагматофильных элементов карбонатиты комплекса мало отличаются от наиболее ранних высокотемпературных разновидностей аналогичных пород.

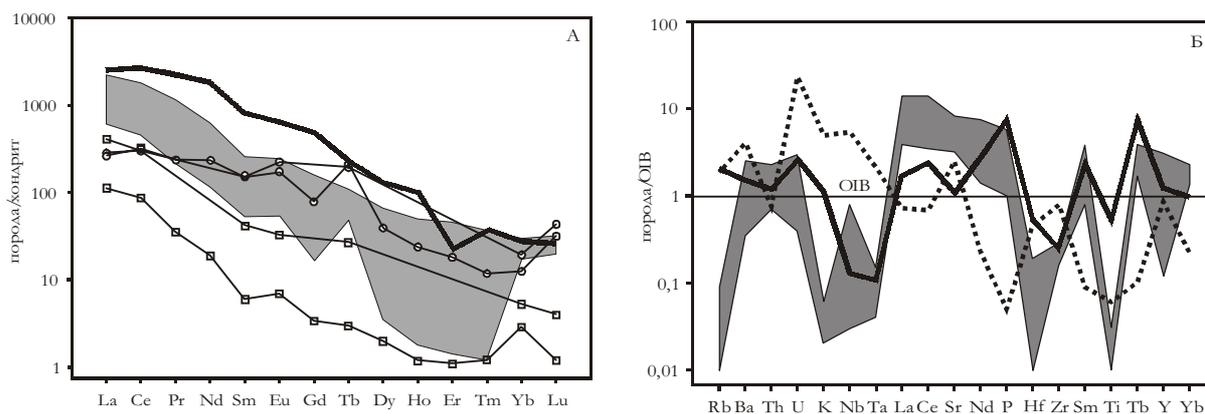


Рис. 4. Распределение редких элементов в породах комплекса эдельвейс

(А) Спектры РЗЭ. Показаны составы карбонатитов (5 определений, поле серого цвета), слюдяных клинопироксенитов (линии, маркированные полыми кружками) и щелочных сиенитов (линии, маркированные полыми квадратами). Сплошной жирной линией отмечен спектр РЗЭ в среднем кальциокарбонате [20]. (Б) Распределение гидромагматофильных элементов. Показаны составы карбонатитов (5 определений, поле серого цвета), слюдяных клинопироксенитов (сплошная жирная линия), щелочных сиенитов (точечный пунктир). Содержания элементов нормированы к хондриту С1 и к составу базальтов океанических островов (ОИВ) [29].

Достаточно широкие вариации содержаний ряда некогерентных элементов и их отношений в комагматических породах комплекса, возможно, обусловленные сочетанием конкурирующих процессов фракционной кристаллизации, ликвации и коровой контаминации, не позволяют с уверенностью судить о характере геодинамического режима его становления. В первом приближении, судя по концентрациям таких компонентов, как Ba, Th, U, Sr, P, РЗЭ, формирование изученной породной ассоциации происходило из источника, сходного с ОИВ — эталоном внутриплитного магматизма (рис. 4Б). В какой-то степени об этом же свидетельствуют величины HFSE-отношений Zr/Nb (~2-60), Ce/Y (~2-79), Th/Yb (~1-6), Ta/Yb (0,1-11), La/Yb (~21-111). Вместе с тем, редкоэлементный (Th, Ta, Nb, Zr, Hf, La, Y) состав клинопироксенитов комплекса более соответствует параметрам известково-щелочных островодужных базальтов, характерных для зрелой стадии развития субдукционного процесса [5]. Наблюдаемая геохимическая конвергентность, как и в случае формирования, например, щелочно-мафитовых интрузий Кузнецкого Алатау [6], очевидно, обусловлена частичным смешением материала надсубдукционного и

плюмового мантийных источников, происходившего в обстановке позднеколлизийного рифтогенеза на активной окраине Сибирского континента [5].

Геохимия стабильных изотопов

Определение изотопного состава углерода, кислорода и водорода в породообразующих минералах проводилось Б.Г. Покровским в лаборатории геохимии изотопов и геохронологии ГИН РАН (г. Москва) по общепринятой методике на масс-спектрометрах МИ-1201В и модифицированном GD-150. Значения изотопных отношений приводятся в промилле (‰) относительно стандартов SMOW ($\delta^{18}\text{O}$ и δD), PDB ($\delta^{13}\text{C}$) с точностью для $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ — $\pm 0,2\text{‰}$, δD — $\pm 3\text{‰}$.

Изотопный состав кислорода кальцита из карбонатитов комплекса варьирует в сравнительно узком диапазоне ($\delta^{18}\text{O}$ 12,3-14,9‰, табл. 4), однако полученные отношения несколько выше, чем в неизмененных магматических карбонатитах. Для величины $\delta^{13}\text{C}$ в минерале характерны более значительные колебания. При этом значения -8,4...-5,4 ‰, обычно свойственные большинству классических карбонатитов [20, 21, 23], наблюдаются только у апатит- и флогопитсодержащих разновидностей пород. Более поздние карбонатитовые жилы с пиритом отличаются относительно тяжелым ($\delta^{13}\text{C}$ -3,5...-2,7 ‰, $\delta^{18}\text{O}$ 14,4-14,9 ‰) изотопным составом. Согласно одной из точек зрения [25], такие широкие вариации изотопных отношений углерода могут быть обусловлены не только изменением физико-химических условий карбонатитообразования, но и вовлечением в этот процесс рециклированного при субдукции неорганического углерода земной коры. Эффект проявления подобного взаимодействия при формировании карбонатитов Горного Алтая не выглядит неожиданным, учитывая, что ранне-среднекембрийские структурно-вещественные комплексы данного региона имеют островодужную природу [2]. Между величинами $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в карбонатитах комплекса существует прямая корреляционная зависимость с образованием отчетливого тренда, занимающего промежуточное положение относительно полей составов первичных, неконтаминированных магматических карбонатитов и морских осадочных карбонатов (рис. 5).

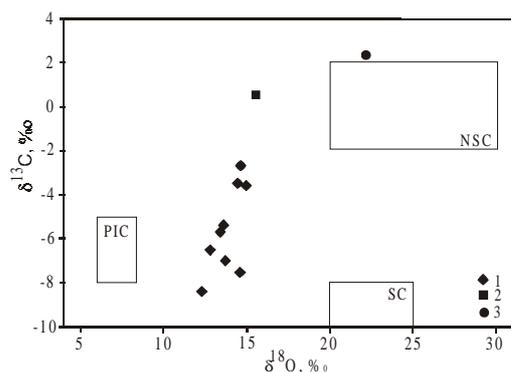


Рис. 5. Изотопный состав кислорода и углерода в кальците карбонатных пород Северо-Чуйского хребта

1 — карбонатиты комплекса эдельвейс, 2 — гидротермальный кальцитовый прожилок, 3 — экзоконтактный мраморизованный известняк баратальской свиты. Показаны поля составов: PIC — первичных магматогенных карбонатитов [21], морских нормально-осадочных (NSC) и почвенных (SC) карбонатов [27].

4. Изотопная характеристика кальцита из карбонатных пород Северо-Чуйского хребта

Образец	Характеристика породы	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
<i>Карбонатиты комплекса эдельвейс</i>			
В-14	Флогопитсодержащий карбонатит	-7,0	13,7
В-16	Флогопитсодержащий карбонатит	-5,4	13,6
В-23	Апатитсодержащий карбонатит	-5,7	13,4
В-26	Апатитсодержащий карбонатит	-8,4	12,3
В-1/2	Полосчатый карбонатит	-7,5	14,6
В-31	Полосчатый карбонатит	-6,5	12,8
В-25	Карбонатит, содержащий вкрапленность пирита	-3,5	14,4
В-11	Карбонатит, содержащий вкрапленность пирита	-3,6	14,9
В-10	Карбонатит, содержащий вкрапленность пирита	-2,7	14,6
<i>Осадочные карбонатные породы и низкотемпературные жильные образования</i>			
В-20	Кальцитовый гидротермальный прожилок	0,5	15,5
В-29	Экзоконтактный мраморизованный известняк	2,3	22,1

Теоретически подобный тренд может возникнуть не только в результате смешения мантийного и корового материала, но также в процессе кристаллизационного фракционирования исходного карбонатитового расплава [20, 26]. Однако учитывая наблюдаемое отклонение составов изученных пород от известной Nd-Sr-мантийной последовательности в сторону некоторого обогащения радиогенным ^{87}Sr [32], а также возможное, даже незначительное, участие в карбонатитогенезе вещества вмещающих

известняков с тяжелым $\delta^{13}\text{C}$ 2,3 ‰; $\delta^{18}\text{O}$ 22,1 ‰, табл. 4) изотопным составом углерода и кислорода, наиболее предпочтительной в данном случае представляется частичная контаминация мантийной магмы коровым компонентом на уровне подводящих каналов и промежуточных камер [4, 5]. Его поступление в расплав могло быть связано с циркуляцией высококонцентрированных Sr-содержащих рассолов, погребенных в осадочных породах и впоследствии мобилизованных тепловым воздействием интрузии [12]. В качестве дополнительного фактора, частично вызывающего изменение изотопного состава углерода и кислорода карбоната, нами также не исключается среднетемпературное (200-250°C) воздействие на породу постмагматического гетерогенного $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ -флюида, содержащего метеорную компоненту или разбавленного подземными водами с органической углекислотой, которая обычно участвует в образовании почвенных карбонатов [4].

Изотопный состав кислорода, измеренный в трех образцах флогопита из клинопироксенита и карбонатита (табл. 5), сравнительно однороден. Вместе с тем, полученные величины $\delta^{18}\text{O}$ достигают 7,5-8,1‰, то есть флогопиты заметно обогащены тяжелым изотопом кислорода относительно мантийных значений $5,5 \pm 0,5\text{‰}$ [30] и не могут рассматриваться в качестве неконтаминированных продуктов. По-видимому, добавление корового компонента в магматическую систему происходило на стадии существования расплава, так как даже в наиболее поздних карбонатитах изотопно-кислородное фракционирование между сосуществующими кальцитом и флогопитом ($\delta^{18}\text{O}$ кальцит-флогопит = 5,5-6,2) не обнаруживает заметных отклонений от термодинамического равновесия. Следует отметить, что приблизительно такие же высокие (6,5-11,1) значения $\delta^{18}\text{O}$ между кальцитом и слюдой рассчитаны для контаминированных карбонатитов комплекса Тапира (Tapira) в Южной Бразилии, соответствующие изотопно-равновесным температурам 400-450 °C [28].

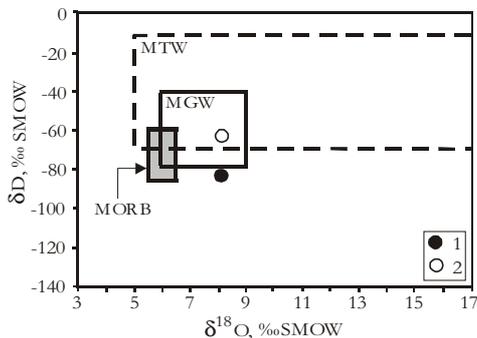
5. Изотопный состав кислорода и водорода в слюдах карбонатитов и клинопироксенитов комплекса эдельвейс

Образец	Характеристика породы	Анализ. материал	$\delta^{18}\text{O}$	δD	H_2O , мас. %
В-17	Слюдяной клинопироксенит	Флогопит	8,0	-85	3,48
В-16	Флогопитсодержащий карбонатит	Флогопит	8,1	-61	3,56
В-14	Флогопитсодержащий карбонатит	Флогопит	7,5	-	-

Проведенный комплексный анализ изотопного состава кислорода и водорода в породообразующем флогопите в определенной мере позволяет судить о природе источников воды, принимавшей участие в формировании пород. Величины δD (-61...-85 ‰; табл. 5) в слюде клинопироксенитов и карбонатитов комплекса [5] практически не выходят за пределы интервала значений (δD -40...-90 ‰), характерных для флогопитов из мантийных ксенолитов, кимберлитов, основных и ультраосновных пород и карбонатитов. При этом в координатах δD - $\delta^{18}\text{O}$ они близки к области значений первично-магматических вод, в большей степени свойственных свежим стеклам MORB (рис. 6). Фактически выявленная закономерность хорошо согласуется с Sr-Nd изотопным составом деплетированного мантийного источника, установленного нами для пород комплекса эдельвейс [32].

Рис. 6. Изотопный состав водорода и кислорода в породообразующем флогопите комплекса эдельвейс

1-2 — флогопиты из клинопироксенита (1) и карбонатита (2). Показаны соотношения композиционных полей магматических (MGW), метаморфогенных (MTW) и неизменных MORB вод [13].



Sr-Nd-изотопная систематика и геохронология

Изотопный анализ Nd и Sr проводился Д.З. Журавлевым (ИМГРЭ) на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-262 в статическом режиме измерений по стандартной методике. Параметры изохроны и возраст исследованных образцов рассчитывались методом Д. Йорка [33].

Валовые составы пород трех последовательных интрузивных фаз комплекса эдельвейс — слюдяных клинопироксенитов, щелочных сиенитов и карбонатитов на Sm-Nd-эволюционной диаграмме удовлетворительно (MSWD=1,7) аппроксимируются линией регрессии с наклоном, соответствующим

возрасту 474 ± 37 млн. лет при $\epsilon Nd(T) = 6,4 \pm 0,4$ (рис. 7А, табл. 6). Полученное значение возраста близко совпадает по времени с одним из пиков активности (475 ± 10 млн. лет) ордовикского интрузивного магматизма в центральной и восточной частях АССО [14, 15], что позволяет допустить вероятность проявления локального рифтинга в пределах Горно-Алтайского сегмента в раннем палеозое. С другой стороны, расчет сбалансированной Rb-Sr-изохроны только по валовым составам пород, которая бы подтверждала установленный возраст комплекса, по-видимому, невозможен в связи с заметным нарушением замкнутости данной изотопной системы в процессе магматической эволюции. При этом первичные значения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{474}$ закономерно увеличиваются от 0,703265 в ранних слюдяных клинопироксенитах до 0,703525-0,703903 в карбонатитах и щелочных сиенитах (табл. 6). Предположительно, проникновение чужеродного ^{87}Sr в остаточные расплавы происходило в результате коровой контаминации, также заметно изменившей отношения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в породообразующих минералах. Вместе с тем, породы комплекса эдельвейс при вариациях величины $\epsilon Sr(T)$ от -0,6 до -9,6 обладают практически идентичным изотопным составом неодима (табл. 6), что указывает на их комагматичность и происхождение из единого источника. Однако по сравнению с большинством карбонатитов молодого (< 200 млн. лет) возраста, для формирования которых характерно различное по масштабам смешение материала EM I с плюмовым HIMU-компонентом [19], изотопный состав неодима и стронция данного источника более сопоставим с параметрами мантийного резервуара типа PREMA (рис. 7Б). Обычно признаки присутствия вещества этого домена мантии отмечаются только в составах некоторых силикатных пород, ассоциирующих с карбонатитами [19]. Тем не менее, участие компонента PREMA в формировании всех интрузивных фаз комплекса эдельвейс, очевидно, находится в полном соответствии с его доминирующей ролью в составе мантийного суперплюма, определявшего развитие ранне-среднепалеозойского базитового магматизма на территории Северной Азии [17, 18]. Следует отметить, что по особенностям изотопной эволюции Nd и Sr рассматриваемая ассоциация щелочных основных пород и карбонатитов заметно отличается от петрографически сходных протерозойских пироксенит-сиенит-карбонатитовых комплексов Хогенакал и Севаттур в Южной Индии, в составе которых преобладает вещество обогащенной ($\epsilon Nd -0,7 \div -5,9$) субконтинентальной литосферной мантии EM I [24].

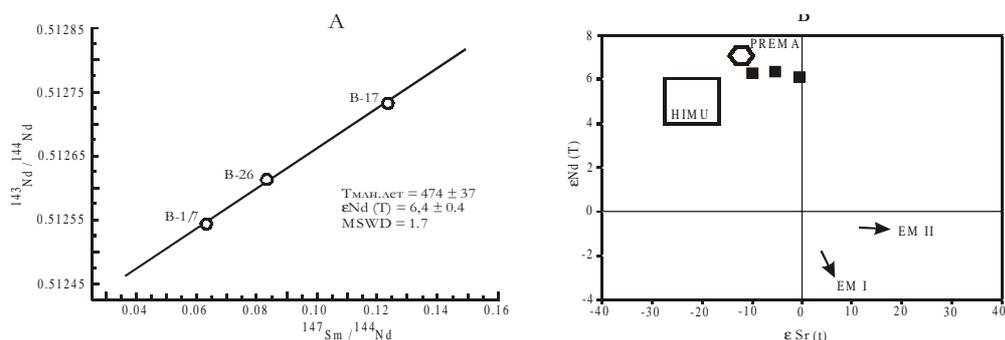


Рис. 7. Изотопный состав Nd и Sr в породах комплекса эдельвейс

(А) Sm-Nd-изохрона по валовым составам пород. Данные для построения изохроны приведены в табл. 5. (Б) Эволюционная $\epsilon Nd(T)$ - $\epsilon Sr(T)$ -диаграмма. Положение резервуаров PREMA, HIMU, EM I и EM II приведено в соответствии с их современными изотопными параметрами по [34].

6. Изотопный состав неодима и стронция в породах комплекса эдельвейс

Образец	Порода	Nd, ppm	Sm, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_T$	$\epsilon Nd(T)$
В-17	кп	108	22,0	0,12377	$0,512733 \pm 5$	0,512349	+6,28
В-1/7	щс	7,97	0,836	0,06342	$0,512544 \pm 5$	0,512347	+6,24
В-26	к	288	39,7	0,08336	$0,512613 \pm 5$	0,512355	+6,39

Образец	Sr, ppm	Rb, ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T$	$\epsilon Sr(T)$	$T(\text{Nd})_{DM}$
В-17	825	63,5	0,2225	$0,704763 \pm 10$	0,703265	-9,63	0,709
В-1/7	1760	64,6	0,1062	$0,704618 \pm 14$	0,703903	-0,57	0,616
В-26	5770	1,01	0,0005	$0,703528 \pm 11$	0,703525	-5,94	0,630

Примечание: кп — слюдяной клинопироксенит, щс — щелочной сиенит, к — карбонатит. Концентрации элементов определены с точностью ± 1 отн. %. Погрешности значений (2σ) для $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ не превышают 0,5 отн. % и 0,2 отн. % соответственно. Параллельные измерения стандартных образцов показали средние результаты: La

Jolla — $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,511837\pm 12$ ($2\sigma_{\text{ед}} N=36$, нормировано к $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,7219$); Eimer&Amend — $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,708037\pm 15$ ($2\sigma_{\text{ед}} N=9$). При вычислении соответствующих возрасту первичных изотопных отношений и величины эpsilon применялись современные параметры CHUR ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,512638$; $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0,1967$), UR ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,7045$; $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}=0,0827$) и константы распада $\lambda_{\text{Rb}}=1,42\text{r}10^{-11}\text{год}^{-1}$, $\lambda_{\text{Sm}}=6,54\text{r}10^{-12}\text{год}^{-1}$. Модельный возраст $T(\text{Nd})_{\text{DM}}$ (млрд. лет) рассчитан на основе современных значений деплетированной мантии (DM): $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,51315$; $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0,2137$.

Выводы

Приведенные геохимические и изотопно-геохронологические данные позволяют сделать следующие выводы: (1) формирование щелочных пород и карбонатитов комплекса эдельвейс происходило в обстановке кратковременного «рассеянного» рифтинга на завершающей стадии коллизии Горно-Алтайского террейна с Сибирским континентом в среднем ордовике; (2) первичным источником вещества образовавшейся комагматичной ассоциации послужила умеренно деплетированная мантия типа PREMA; (3) эволюция производных расплавов осложнялась коровой контаминацией, эффекты которой проявились в увеличении изотопных отношений стронция, кислорода и углерода в породах и минералах; (4) избирательный характер контаминации, предположительно, был обусловлен поступлением в магму Sr-содержащих расплавов, мобилизованных из осадочных пород при тепловом воздействии интрузии, что могло способствовать дополнительной карбонатизации и обогащению соевыми компонентами мантийных щелочных расплавов, впоследствии приводящих к ликвационному обособлению собственно карбонатитовых жидкостей.

Исследования проведены при финансовой поддержке Министерства образования РФ (грант Е 02-9.0-92), НП «Университеты России» (проект УР 09.01.042) и ФП МПР России «Изотопное датирование рудоносных магматических и метаморфических комплексов для Госгеолкарты-1000».

Литература

1. Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л. и др. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. № 7-8. С. 8-28.
2. Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. 1996. № 1. С. 63-81.
3. Буслов М.М., Ватанабе Т. Внутрисубдукционная коллизия и ее роль в эволюции аккреционного клина (на примере Курайской зоны Горного Алтая, Центральная Азия) // Геология и геофизика. 1996. № 1. С. 82-93.
4. Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Покровский Б.Г. и др. Изотопно-геохимические особенности карбонатитов Северо-Чуйского хребта (Горный Алтай) // Матер. конф. «Проблемы металлогении юга Западной Сибири». Томск: 1999. С. 93-96.
5. Врублевский В.В. Петрология карбонатитовых комплексов консолидированных складчатых областей (на примере Южной Сибири и Тянь-Шаня). Автореф. дис...доктора геол.-мин. наук. Новосибирск, 2003. 40 с.
6. Гертнер И.Ф., Врублевский В.В., Войтенко Д.Н. и др. Геохимия щелочно-мафитовых плутонов Кузнецкого Алатау: свидетельства конвергентности окраинно-континентального и внутриплитного магматизма // Матер. 3-й научной конф. «Петрология магматических и метаморфических комплексов». Т. I. Томск: изд-во Томского ун-та. 2002. С. 55-67.
7. Коренбаум С.А. Типоморфизм слюд магматических пород. М.: Наука. 1987. 143 с.
8. Магматические горные породы. Т. 1: Классификация, номенклатура, петрография. Ч. 1. // Андреева Е.Д., Баскина В.А., Богатиков О.А. и др. М.: Наука. 1983. 366 с.
9. Магматические горные породы. Т. 6: Эволюция магматизма в истории Земли // Богатиков О.А., Богданова С.В., Борсук А.М. и др. М.: Наука. 1987. 440 с.
10. Оболенская Р.В. Мезозойский магматизм Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Изд-во ИГГ СО АН СССР, 1983. 47 с.
11. Панченко Е.И. Карбонатиты юго-восточной части Горного Алтая // Матер. конф. «Природа и природные ресурсы Алтая и Кузбасса». Новосибирск: 1970. Ч. 2. С. 23-25.
12. Покровский Б.Г., Андреева Е.Д., Врублевский В.В., Гринев О.М. Природа контаминации щелочно-габброидных интрузий южного обрамления Сибирской платформы по данным изотопии стронция и кислорода // Петрология. 1998. Т. 6. № 3. С. 259-273.
13. Покровский Б.Г. Коровая контаминация мантийных магм по данным изотопной геохимии. (Тр. ГИН РАН; Вып. 535). М.: Наука, 2000. 228 с.
14. Рублев А.Г. Ордовикская эпоха магматизма юга азиатской части России // Матер. Второго Всеросс. петрограф. совещ. «Петрография на рубеже XXI века. Итоги и перспективы». 2000. Сыктывкар. Т. 1. С. 312-314.
15. Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Бабин Г.А. и др. Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Алтае-Саянской складчатой области // Матер. 3-й научной конф. «Петрология магматических и метаморфических комплексов». Т. I. Томск: изд-во Томского ун-та. 2002. С. 201-207.
16. Самойлов В.С. Карбонатиты (фации и условия образования). М.: Наука, 1977. 292 с.

17. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника. 2000. № 5. С. 3-29.
18. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология. 2003. Т. 11. № 6. С. 556-586.
19. Bell K., Kjarsgaard B.A., Simonetti A. Carbonatites — into the twenty-first century // J. Petrol. 1998. V. 39. № 11&12. P. 1839-1845.
20. Carbonatites: Genesis and evolution. Ed. by K. Bell. Unwin Hyman, London, 1989. 600 p.
21. Conway C.H., Taylor H.P. $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios of coexisting minerals in the Oka and Magnet Cove carbonatite bodies // J. Geol. 1969. V. 77. № 5. P. 618-626.
22. Jones J.H., Walker D., Picket D.A. et al. Experimental investigations of the partitioning of Nb, Mo, Ba, Ce, Pb, Ra, Th, Pa, and U between immiscible carbonate and silicate liquids // Geochim. Cosmochim. Acta. 1995. V. 59. N 7. P. 1307-1320.
23. Keller J., Hoefs J. Stable isotope characteristics of recent natrocarbonatite from Oldoinyo Lengai // Carbonatite vulcanism: Oldoinyo Lengai and the petrogenesis of natrocarbonatites (ed. K. Bell, J. Keller). 1995. IAVCE I. Proc Volcanol. V. 4. P. 113-123.
24. Kumar A., Charan S.N., Gopalan K., Macdougall J.D. A long-lived enriched mantle source for two proterozoic carbonatite complexes from Tamil Nadu, southern India // Geochim. Cosmochim. Acta. 1998. V. 62. № 3. P. 515-523.
25. Ray J.S., Ramesh R. Evolution of carbonatite complexes of the Deccan flood basalt province: stable carbon and oxygen isotopic constraints // J. Geophys. Res. 1999. V. 104. № B12. P. 29,471-29,483.
26. Ray J.S., Ramesh R. Rayleigh fractionation of stable isotopes from a multicomponent source // Geochim. Cosmochim. Acta. 2000. V. 64. № 2. P. 299-306.
27. Salomons W. Chemical and isotopic composition of carbonates in recent sediments and soils from Western Europe / / J. Sediment. Petrol. 1975. V. 45. № 2. P. 440-449.
28. Santos R.V., Clayton R.N. Variations of oxygen and carbon isotopes in carbonatites: a study of Brazilian alkaline complexes // Geochim. Cosmochim. Acta. 1995. V. 59. № 7. P. 1339-1352.
29. Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the ocean basins. Eds. Saunders A.D.&Norry M.J. Geol. Soc. Special Publ. 1989. № 42. P. 313-345.
30. Taylor H.P., Sheppard P.M.N. Igneous rocks: I. Processes of isotopic fractionation and isotope systematics // Reviews in Mineralogy. 1986. V. 16. P. 227-271.
31. Veksler I.V., Petibon C., Jenner G.A. et al. Trace element partitioning in immiscible silicate-carbonate liquid systems: an initial experimental study using a centrifuge autoclave // J. Petrol. 1998. V. 39. № 11&12. P. 2095-2104.
32. Vrublevsky V.V., Gertner I.F., Zhuravlev D.Z. Sr-Nd system evolution and geochronology of carbonatite-bearing complexes from the western part of Altai-Sayan fold region and the Enisei ridge. // IGCP Project 420: Continental Growth in the Phanerozoic: Evidence from Central Asia. Third Workshop Abstracts. Novosibirsk: Publishing House of SB RAS, Department «Geo», 2001. P. 119-122.
33. York D. Least squares fitting of straight line // Can. J. Phys. 1966. V. 44. P. 1079-1086.
34. Zindler A., Hart S.R. Chemical geodynamics // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 1986. V. 14. P. 493-571.