

**ЩЕЛОЧНЫЕ ПОРОДЫ И КАРБОНАТИТЫ ГОРНОГО АЛТАЯ (комплекс эдельвейс):
ИНДИКАТОР РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОГО ПЛЮМОВОГО МАГМАТИЗМА
В ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОМ СКЛАДЧАТОМ ПОЯСЕ**

В.В. Врублевский, В.И. Крупчатников, А.Э. Изох*, И.Ф. Гертнер

Томский государственный университет, 634050, Томск, просп. Ленина, 36, Россия

** Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

Ареал распространения малых интрузий комплекса эдельвейс щелочных пород и карбонатитов ограничен отрогами Северо-Чуйского хребта на юго-востоке Горного Алтая. По изотопным Ar-Ar данным, его становление происходило в среднем кембрии ~ 507 млн лет назад. Все производные комплекса в последовательности: щелочной клинопироксенит—меланогаббро—щелочной сиенит + кальциокарбонатит представлены в составе только одного массива. Силикатные магматические образования по кремнекислотности и щелочности соответствуют формации калиевых щелочных и субщелочных основных пород. Апатит-флогопитовые Са-карбонатиты обогащены P_2O_5 (до 3.6 мас. %), Sr (~ 2500—5500 г/т), REE (до ~ 2000 г/т) и, предположительно, имеют ликвационный генезис. Доминирующим магматическим источником комплекса ($\epsilon_{Nd}(T) = +6.56...+6.85$) послужил плюмовый компонент PREMA-типа. По изотопным данным ($^{87}Sr/^{86}Sr(T) \sim 0.7032—0.7039$; $\delta^{18}O \sim 7.5—14.9\%$; $\delta^{13}C \sim -2.7...-8.4\%$), фракционирование расплавов сопровождалось их коровой контаминацией. Особенности редкоэлементного состава пород свидетельствуют о возможном становлении комплекса в окраинно-континентальной обстановке на фоне развития позднеколлизийного рифтинга и смешения материала умеренно деплетированной (PREMA) и обогащенной надсубдукционной литосферной мантии (EM I или EM II) с веществом континентальной коры. Предполагается, что комплексы щелочных пород и карбонатитов западного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса имеют первичную плюмовую природу и совместно с другими разноформационными производными раннепалеозойского (510—470 млн лет) магматизма образуют в его пределах крупную изверженную провинцию.

Щелочной магматизм, карбонатиты, мантийный плюм, Центрально-Азиатский складчатый пояс.

**THE ALKALINE AND CARBONATITIC ROCKS OF GORNY ALTAI (Edel'veis complex)
AS INDICATORS OF EARLY PALEOZOIC PLUME MAGMATISM
IN THE CENTRAL ASIAN FOLD BELT**

V.V. Vrublevskii, V.I. Krupchatnikov, A.E. Izokh, and I.F. Gertner

The minor intrusions of the Edel'veis alkaline-carbonatite complex are bounded by the spurs of the North Chuya Ridge in southeastern Gorny Altai. According to Ar-Ar isotope data, the complex formed in the Middle Cambrian (~507 Ma). All of its components (alkali clinopyroxenite—melanogabbro—alkali syenite + Ca-carbonatite) occur in only one pluton. Silicate igneous rocks are equivalent in silica content and alkalinity to potassic alkaline and subalkalic mafic rocks. Apatite-phlogopitic Ca-carbonatites are enriched in P_2O_5 (up to 3.6 wt.%), Sr (~2500–5500 ppm), and REE (up to ~2000 ppm) and are, presumably, of liquation genesis. A PREMA-type plume component was a predominant magma source for the complex ($\epsilon_{Nd}(T) = +6.56...+6.85$). According to isotope data ($^{87}Sr/^{86}Sr(T) \sim 0.7032—0.7039$; $\delta^{18}O \sim 7.5—14.9\%$; $\delta^{13}C \sim -2.7...-8.4\%$), the fractionation of the melts was accompanied by their crustal contamination. The trace-element composition of the rocks suggests that the complex developed on a continental margin and its development was accompanied by late-collisional rifting and the mixing of moderately depleted (PREMA) and enriched suprasubduction lithospheric mantle (EM I or EM II) with continental crust. It is presumed that the alkaline and carbonatite complexes in the western Central Asian Fold Belt are of primary plume origin and form a LIP within this belt together with other associations produced by Early Paleozoic (510–470 Ma) magmatism.

Alkaline magmatism, carbonatites, mantle plume, Central Asian Fold Belt

ВВЕДЕНИЕ

В складчатом обрамлении Сибирского кратона проявлены разновозрастные и разноформационные магматические ассоциации щелочных пород и карбонатитов, сформировавшиеся в позднем рифее—венде, раннем и среднем палеозое, мезозое. Обычно они рассматриваются как индикаторы плюмовой активности и рифтогенных процессов. Наименее определенными представляются временные рубежи и геодинамические обстановки их образования в западном секторе Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП). В геологическом развитии Горного Алтая как одного из его фрагментов магматизм повышенной щелочности проявился в ограниченном масштабе. Наиболее характерные его продукты имеют раннемезозойский возраст и представлены скоплениями даек слюдяных лампрофиров и лампроитов чуйского комплекса (~ 235—246 млн лет), синхронных с трапями Западной Сибири, а также малыми интрузиями редкометалльных щелочных гранитоидов в Калгутинской вулканотектонической депрессии (201—216 млн лет) на юго-востоке региона [Врублевский и др., 2004б; Анникова и др., 2006].

По данным К-Аг-изотопного датирования предполагался юрский (~ 160—200 млн лет) возраст комплекса эдельвейс щелочных пород и карбонатитов, проявленного в виде небольших штоко- и дайкообразных интрузий на южном склоне Северо-Чуйского хребта в районе водораздела рек Кускуннур, Тюте и Джелю [Панченко, 1970; Оболенская, 1983]. Полученные нами результаты Sm-Nd- и Аг-Аг-изотопного датирования свидетельствуют о его формировании в раннем палеозое [Врублевский и др., 2004а, 2009]. По времени это событие сопоставимо с главной фазой активности мантийного магматизма, который связан с развитием раннесреднепалеозойского плюма в регионе [Ярмолюк, Коваленко, 2003]. Геохимические и изотопные особенности изученных щелочных пород и карбонатитов позволяют предполагать плюмовую природу и умеренно деплетированный мантийный магматический источник производных комплекса эдельвейс, его становление в среднем кембрии, что отвечает аккреционно-коллизийному этапу развития ЦАСП.

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

В геотектоническом отношении Горный Алтай представляет собой покровно-надвиговое пликативное сооружение, в котором пространственно сопряжены каледонские и герцинские складчатые ансамбли, возникшие в результате закрытия Палеоазиатского океана и роста земной коры на окраине Сибирского континента. В связи с этим в строении региона участвуют разновозрастные геодинамические комплексы: а) венд-кембрийские с фрагментами примитивных и зрелых островных дуг, аккреционных призм, симаунтов, офиолитовых и эклогит-глаукофановых ассоциаций; б) ордовик-силурийские и девон-карбоновые периконтинентальные вулканогенные и молассоидные образования с широким развитием гранитоидного магматизма [Берзин и др., 1994, Буслов и др., 2003].

Геологическое строение района Северо-Чуйского хребта, где проявлены щелочные породы и карбонатиты комплекса эдельвейс, характеризуется наличием древнего складчато-надвигового основания, сложенного известняками и вулканитами венда и раннего кембрия, и перекрывающего их покрова девонских терригенно-карбонатных и вулканогенных отложений. Интрузивные тела комплекса вскрыты на поверхности в эрозионных окнах аллохтона и прорывают образования только нижнего яруса. Его структура интерпретируется в качестве аккреционной призмы, возникшей на фронте примитивной островной дуги [Буслов, Ватанабе, 1996]. 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). Возникновение подобной ассоциации объясняется эффектом заклинивания зоны палеосубдукции подводными поднятиями [Берзин и др., 1994].

Все производные комплекса эдельвейс в последовательности: щелочной клинопироксенит—меланогаббро—щелочной сиенит—кальциокарбонатит представлены только в одном из массивов, расположенном в верховьях р. Кускуннур, левого притока р. Чаган-Узун (рис. 1). Морфологически он 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, вероятно, имеет тектонические контакты с окружающими породами. В его составе доминируют рудные и слюдяные клинопироксениты, меланогаббро с диоксид-салитом, основным плагиоклазом, флогопитом и титанистым магнетитом (табл. 1, 2). Низкие содержания Са-алюмочермакитового компонента в центральных частях зерен клинопироксенов и возрастание Al₂O₃ в их краевых зонах указывают на сравнительно малоглубинные условия кристаллизации базитов.

В гипсометрически более высокой северной части блока пироксенитов широко развиты дайковые и жильные тела лейкократовых щелочных сиенитов, сиенит-порфиров, сиенит-пегматитов (размером до 20—80 × 5—7 м) и карбонатитов. Сиениты сложены ортоклазом, микроклин-пертитом, иногда шахмат-

Таблица 1. Химический состав (мас. %) клинопироксена и магнетита в мафических породах комплекса эдельвейс

Образец	Минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	Сумма
В-17 (2)	Срх	51.34	0.80	4.22	7.16	—	13.24	23.87	0.34	100.97
В-27	Срх (ц)	52.98	0.46	1.75	6.83	0.02	14.21	23.48	0.23	99.96
	Срх (кр)	49.12	0.88	4.29	8.14	0.05	12.23	22.99	0.37	98.07
В-17 (2)	Mgt	1.46	3.02	1.04	87.69	0.31	0.16	1.04	—	94.72
В-27 (2)	»	—	0.36	—	92.15	0.02	—	0.03	—	92.55

Примечание. Цифрой в скобках обозначено количество усредненных анализов. Срх — клинопироксен, Mgt — магнетит, ц — центр, кр — край минерального зерна. Прочерк — элемент не обнаружен. K₂O в клинопироксене отсутствует, в магнетите — Cr, Ni, Zn.

Таблица 2. Химический состав (мас. %) 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
	1	2	3	4		5		6	
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. Обозначения см. в примечании к табл. 1.

ным альбитом, щелочным амфиболом, кальцитом (до 5—6 %). Карбонатитовые жилы имеют значительно меньшие размеры при мощности 0.1—3 м и протяженности 1—25 м. В их экзоконтакте проявлены слабый катаклаз, амфиболизация и карбонатизация пироксенитов и сиенитов соответственно. В отдельных случаях наблюдаются сложные по строению залежи, центральные части которых выполнены карбонатитами, а зальбанды — сиенит-пегматитами в виде оторочек шириной 0.1—0.2 м. Карбонатиты представляют собой преимущественно кальцитовые породы с мелко- и среднезернистой структурой и нередко полосчатым распределением второстепенных минералов — флогопита (см. табл. 2), апатита, доломита, пирита в количестве от 5 до 20 % и более редких мелких (до 2 мм в поперечнике) кристаллов зеленовато-бурого пирохлора.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

Определение содержаний петрогенных элементов выполнено рентгенофлуоресцентным методом в Аналитическом центре ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) на рентгеноспектральном анализаторе VRA-20R с погрешностью не более 5 отн. %. Количество CO₂ измерено традиционным химическим и волюмометрическим методами в ТПУ (г. Томск). Концентрации редких и редкоземельных элементов установлены методом ICP-MS на масс-спектрометрах высокого разрешения Finnigan MAT-262 в ИМГРЭ (г. Москва) и Agilent 7500сх в Аналитическом центре ТГУ (г. Томск). Пределы обнаружения редкоземельных и высокозарядных элементов составляют от 0.005 до 0.1 мкг/г при точности анализа 2—7 отн. %. Изучение химического состава породообразующих минералов проводилось на рентгеноспектральном микроанализаторе Camebax с KEVEX (ИВ ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский) при 20 кВ, 40 нА и диаметре зонда не более 5 мкм.

Изотопный состав аргона измерялся в породообразующем флогопите, монофракция (0.25—0.5 мм) которого совместно с навеской стандартного биотита МСА-11 (интегральный возраст 311.0 ± 1.5 млн лет, ОСО № 129-88, ВИМС, г. Москва, аттестован как ⁴⁰Ar-³⁹Ar-монитор по международным эталонам мусковита Vern 4m и биотита LP-6 [Baksi et al., 1996]) были запакованы в алюминиевую фольгу и запа-

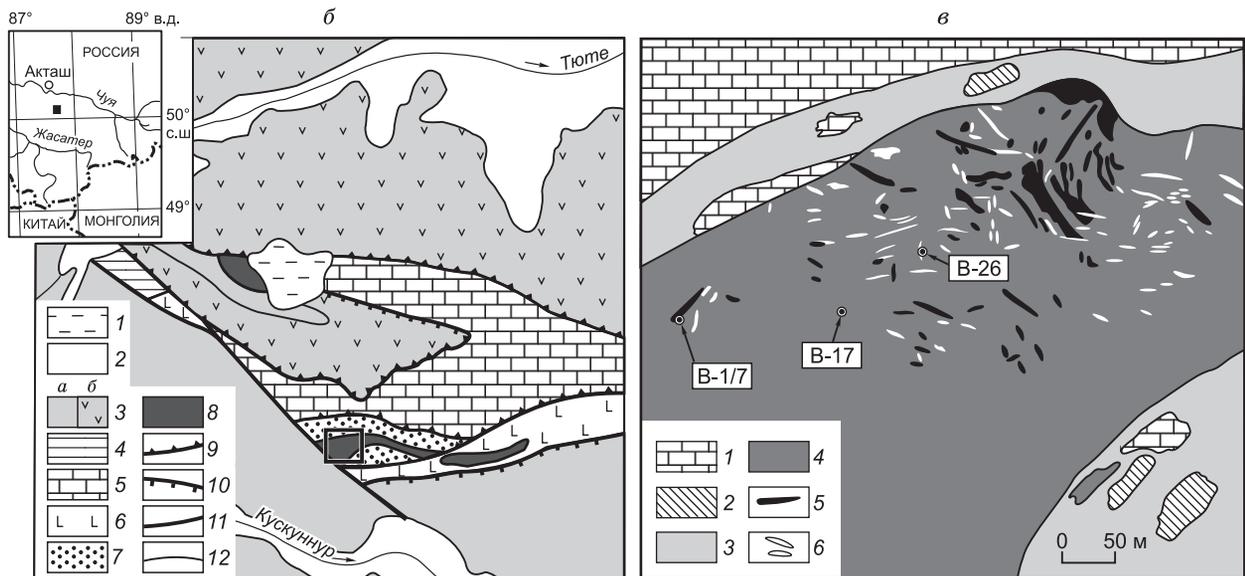
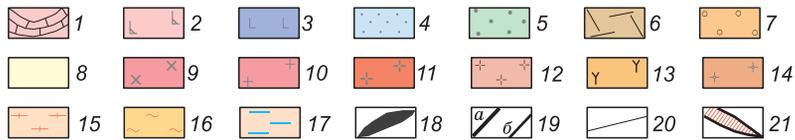
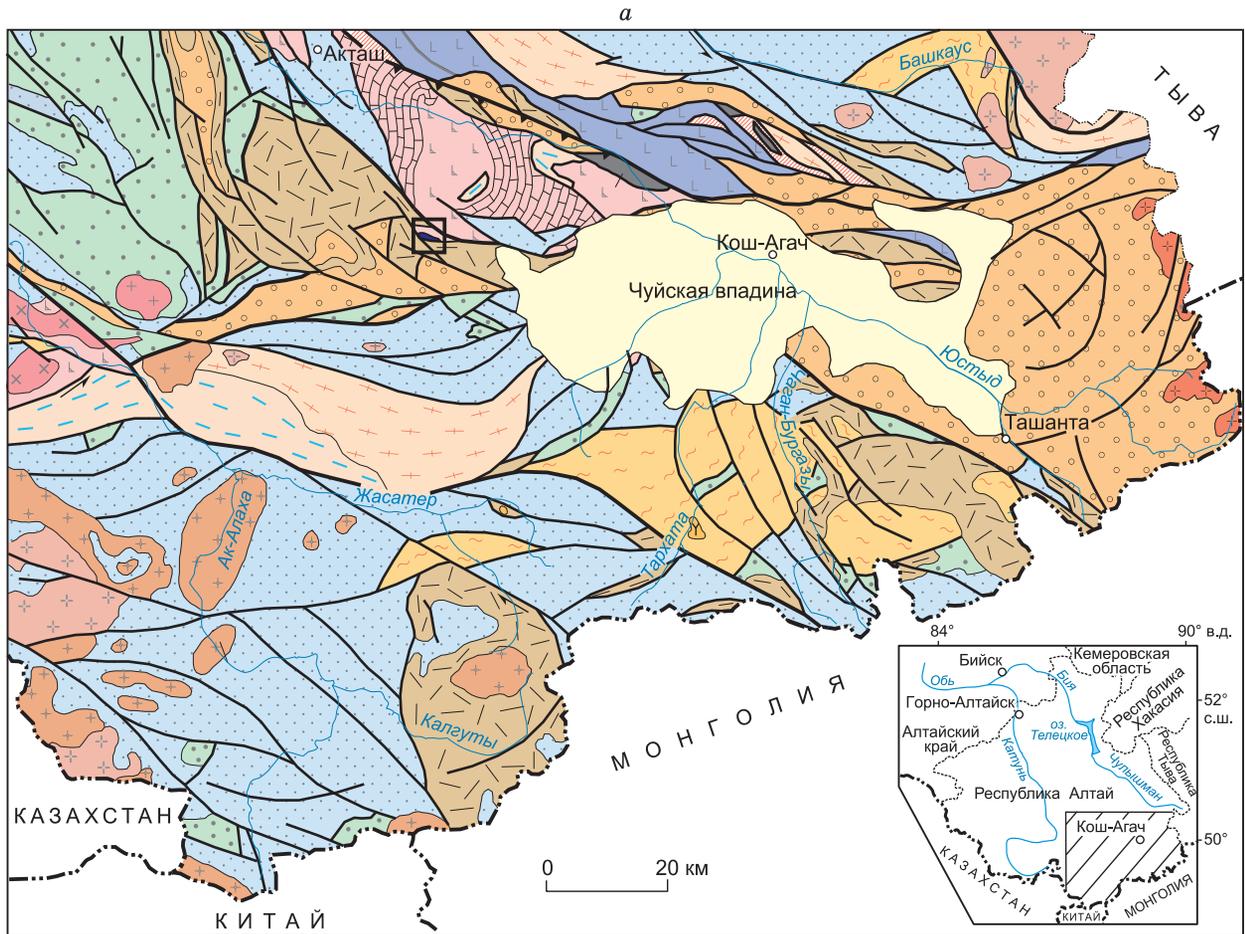


Рис. 1. Геологическая позиция и внутреннее строение массивов комплекса эдельвейс (по материалам Горно-Алтайской ПСЭ и ГСР-50).

а — схема геологического строения юго-восточной части Горного Алтая [Туркин, Федак, 2008] (заштриховано на врезке, с упрощениями). 1—8 — структурно-вещественные комплексы: 1, 2 — океанический аккреционного клина (R_3-C_1) с кремнисто-карбо-

натной (1) и базальтовой (2) формациями; 3, 4 — островодужный (E_1-O_1) с базальт-плагиориолитовой (3) и флишиоидной (4) формациями позднего этапа; 5 — пассивной континентальной окраины (O_1-D_1) с карбонатно-терригенной и песчано-галечниковой формациями; 6 — активной континентальной окраины (D_1-C_1) с базальт-андезит-риолитовой, риолитовой и андезитовой формациями; 7 — позднеорогенно-коллизийный (D_2-I) с молассовой формацией; 8 — внутриплитный неорогенный (KZ) с рыхлыми отложениями молассоидного типа; 9—14 — магматические формации: габбро-диорит-гранодиоритовая (9), гранодиорит-гранитовая (10), гранит-лейкогранитовая орогенной стадии (11) и гранит-лейкогранитовая посторогенной стадии (12) девонского этапа активизации в Юстыдском прогибе, гранит-лейкогранитовая позднеколлизийной стадии (13) и гранит-лейкогранитовая постколлизийной стадии (14) позднепалеозойско-мезозойского этапа активизации; 15—17 — метаморфические образования: гнейсово-кристаллосланцевая формация андалузит-силлиманитовой фациальной серии (15), зеленосланцевая (16), эклогит-глаукофансланцевая и кианит-силлиманитовая (17) формации кианитовой фациальной серии; 18 — гипербазиты; 19 — разломы главные (а) и второстепенные (б); 20 — геологические границы; 21 — зоны полимиктового и серпентинитового меланжа. Квадратом показано расположение комплекса эдельвейс.

б — фрагмент геологической схемы южного склона Северо-Чуйского хребта, м-б 1:50000. Черный квадрат на врезке — комплекс эдельвейс. 1 — ледник, 2 — аллювиальные отложения, 3 — девонские отложения: а — терригенные и карбонатно-терригенные ташантинской и машейской свит (D_2), б — вулканогенные карасукской свиты (D_1), 4 — нижнекембрийские терригенные и карбонатные отложения чибитской свиты; 5 — вендские (?) кремнисто-карбонатные отложения баратальской свиты, 6 — рифейские (?) вулканогенно-осадочные отложения арыджанской свиты, 7 — полимиктовый серпентинитовый меланж чаганзунского офиолитового комплекса (E_1), 8 — тела комплекса эдельвейс, 9—11 — тектонические нарушения (9 — надвиги, 10 — сбросы, 11 — сдвиги), 12 — геологические границы. Прямоугольным контуром выделен участок максимального проявления карбонатитовых жил, показанный на рис. 1, в.

в — фрагмент внутреннего строения карбонатитосодержащего интрузива в верховьях р. Кускунуур. Точками обозначены места отбора образцов для Sm-Nd и Rb-Sr изотопных исследований с указанием их номера.

ны после откачки воздуха в кварцевой ампуле с последующим облучением в кадмированном канале исследовательского ВВР-К-реактора Томского политехнического университета. Градиент нейтронного потока не превышал 0.5 % в размере образца. Выделение аргона проводилось в кварцевом реакторе с печью внешнего прогрева. Холостой опыт по ^{40}Ar при 1200 °C в течение 10 мин не превышал 5×10^{-10} нсм³. После очистки выделенного аргона с использованием Ti- и ZrAl SAES-геттеров его изотопный состав определялся на масс-спектрометре Noble Gas 5400 в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск).

Sm-Nd- и Rb-Sr-изотопный анализ проведен в ИМГРЭ (г. Москва) на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-262 в статическом режиме измерений по стандартным методикам. Концентрации элементов определены методом изотопного разбавления 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 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 расчете соответствующих возрасту первичных изотопных отношений, значений ϵ_{Nd} , ϵ_{Sr} , $T(\text{Nd})_{\text{DM}}$ применялись современные параметры модельных резервуаров 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 деплетированной мантии (DM): $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51315$; $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2137$ [Фор, 1989]. Построение изохрон осуществлялось методом Д. Йорка [York, 1966] с использованием программы Isoplot/Ex [Ludwig, 1999].

Отношения стабильных изотопов измерены в лаборатории геохимии изотопов и геохронологии ГИН РАН (г. Москва) на масс-спектрометре МИ-1201В (для углерода и кислорода) и на модернизированном масс-спектрометре GD-150 (для водорода). Карбонаты для изотопного анализа углерода и кислорода разлагались с помощью H_3PO_4 , а силикатный кислород выделялся с помощью ClF_3 по общепринятой методике. Вода для изотопного анализа водорода извлекалась прокаливанием образцов с последующим пропуском выделившихся газов через оксид меди и разложением воды на металлическом уране при 800 °C. Выделившийся водород собирался также на уран, нагретый до 80—100 °C. 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 $\delta^{13}\text{C} \pm 0.2$ ‰, $\delta\text{D} \pm 3$ ‰.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД И КАРБОНАТИТОВ

Силикатные производные комплекса эдельвейс по уровню и характеру щелочности ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ до 14 мас. %; $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ от 0.6—1.8 до 5—14), а также пониженной кремнекислотности ($\text{SiO}_2 \sim 34$ —58 мас. %) соответствуют образованиям формации плутонических калиевых щелочных и субщелочных основных пород (табл. 3, рис. 2). Повышенные содержания (мас. %) CaO (~16—20), P_2O_5 (до 4.7), TiO_2 (до 2.2) и Fe_2O_3^* (суммарное железо) (до 26) в клинопироксенитах объясняются их обогащенностью апатитом и титанистым магнетитом. В тех случаях, когда в щелочных сиенитах содержится карбонат, концентрации CaO в их составе возрастают до 7—14 мас. %. Вариации химического состава карбонатитов (см. табл. 3, рис. 3) обусловлены неравномерным, иногда полосчатым распределением порообразующих минералов, однако содержания (мас. %) главных петрогенных компонентов (CaO ~ 52—54;

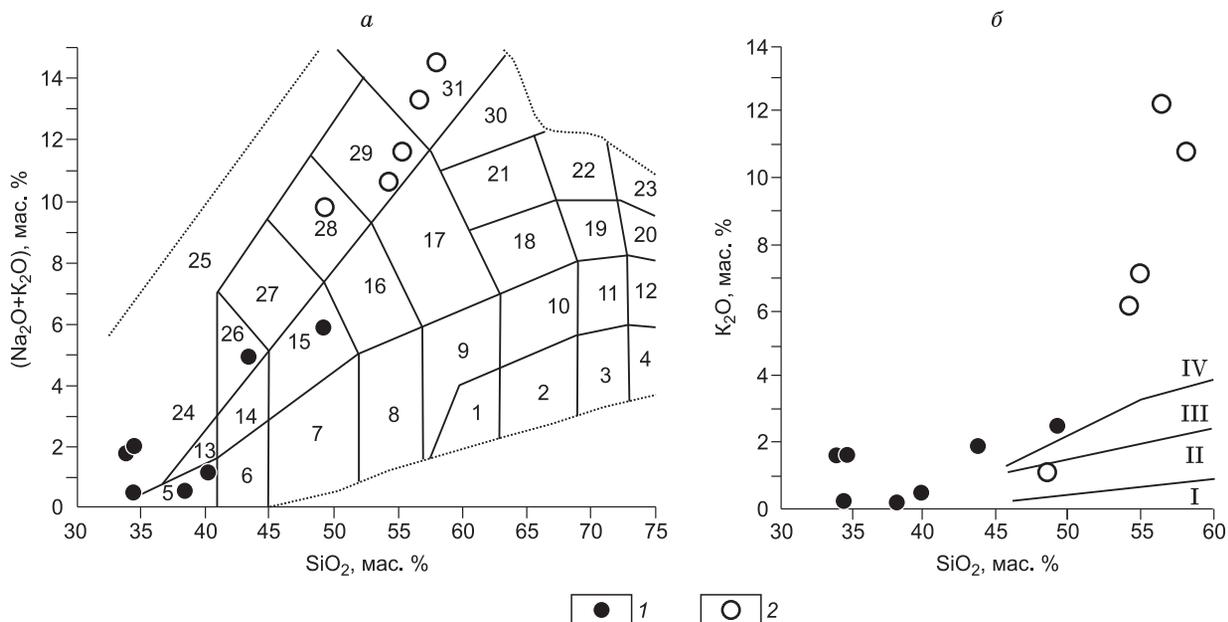


Рис. 2. Петрохимическая типизация силикатных пород комплекса эдельвейс.

I — субщелочные и щелочные клинопироксениты, габбро-пироксениты, габбро; *2* — щелочные сиениты. На TAS-диаграмме (*a*) классификационные поля приведены по [Петрографический кодекс..., 2008]: *5* — пикриты, *15* — трахибазальты, *24* — щелочные пикриты, *26* — щелочные пикробазальты, *28* — фонотефриты, *29* — тефрифонолиты, *31* — фонолиты. На диаграмме K_2O — SiO_2 (*b*) разделительные линии нанесены по [LeMaitre et al., 1989]: *I* — низкокальциевые (толеитовые) серии, *II* — умеренно калиевые известково-щелочные серии, *III* — высококальциевые известково-щелочные серии, *IV* — шошонитовые серии.

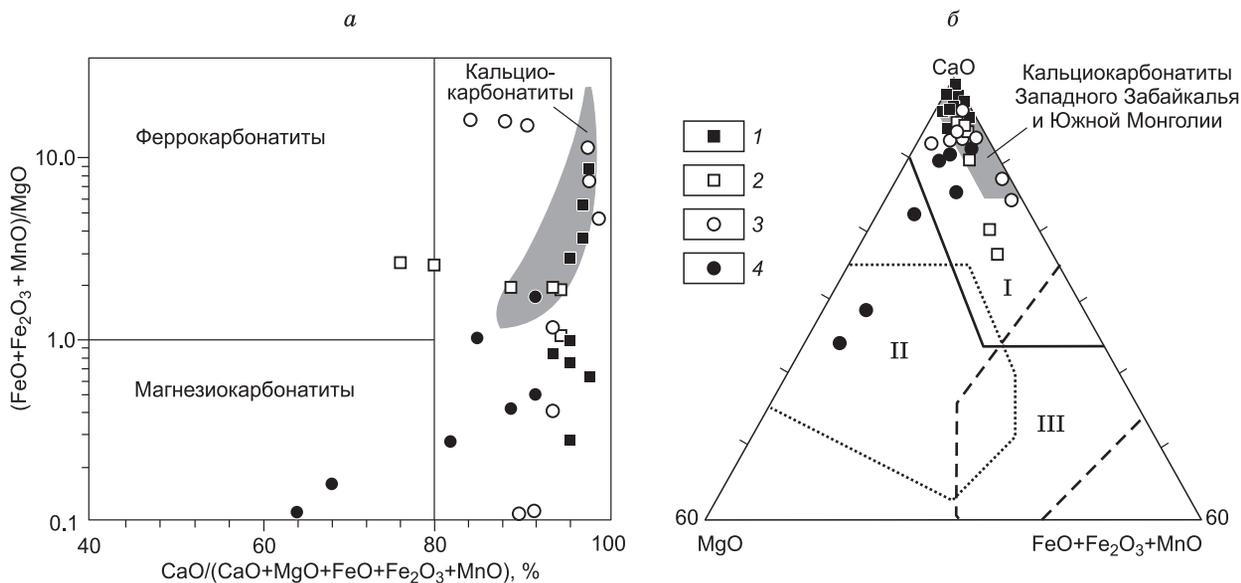


Рис. 3. Петрохимические особенности карбонатитов в магматических щелочных комплексах складчатых областей.

a — составы карбонатитов на классификационной диаграмме $(FeO + Fe_2O_3 + MnO)/MgO$ — $CaO/(CaO + MgO + FeO + Fe_2O_3 + MnO)$, по [Woolley, Kempe, 1989]. *1*—*4* — карбонатиты комплексов: (*1*) эдельвейс в Горном Алтае, (*2*) верхнепетропавловского в Кузнецком Алатау, (*3*) сангиленского в Юго-Восточной Туве, (*4*) матчайского в Южном Тянь-Шане [Врублевский, 2003]. Серым фоном показано композиционное поле карбонатитов Южной Монголии и Западного Забайкалья, по [Самойлов, Коваленко, 1983; Никифоров и др., 2000]. На диаграмму нанесены составы карбонатитов с содержанием SiO_2 не более ~ 12 мас. %. *b* — составы карбонатитов (мас. %) на классификационной диаграмме CaO — MgO — $(FeO + Fe_2O_3 + MnO)$. *I*—*III* — поля преобладающих составов кальциокарбонатитов (*I*), магнезиокарбонатитов (*II*) и феррокарбонатитов (*III*), по [Woolley, Kempe, 1989].

Таблица 3. Представительные химические составы пород комплекса эдельвейс

Компонент	В-27	В-17	8366-3	В-1/7	В-1/1	ГК-9-1	В-14	В-16	В-26	В-31	В-1/2
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂ , мас. %	34.17	34.71	40.25	55.37	48.59	58.25	1.19	3.41	0.70	2.94	1.32
TiO ₂	2.16	1.53	1.75	0.17	0.05	0.22	0.09	< 0.03	< 0.03	< 0.03	< 0.03
Al ₂ O ₃	4.81	5.61	8.02	18.23	14.04	17.41	0.63	0.54	—	0.21	0.58
Fe ₂ O ₃	21.49	16.62	22.79	7.87	3.05	3.74	1.22	0.79	0.81	1.12	0.27
MnO	0.23	0.25	0.23	0.11	0.08	0.08	0.25	0.14	0.36	0.36	0.20
MgO	10.58	10.31	7.83	2.05	0.30	0.46	1.75	1.26	1.17	0.41	1.71
CaO	17.95	20.54	15.78	2.03	13.78	3.03	53.01	52.12	54.34	53.32	53.33
Na ₂ O	< 0.3	< 0.3	0.57	4.30	8.31	3.37	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3
K ₂ O	1.59	1.65	0.42	7.15	1.09	10.80	0.05	0.03	0.05	0.03	0.09
P ₂ O ₅	3.78	4.70	0.88	< 0.03	0.23	—	1.11	1.81	3.56	0.62	0.93
CO ₂	—	—	0.22	—	—	—	39.42	38.56	37.59	39.99	40.05
П.п.п.	1.85	2.35	1.31	1.82	10.34	2.75	1.24	1.06	1.03	1.27	1.31
Sc, г/т	96	81	—	4	2	—	0.9	0.6	1.2	1.9	0.8
V	—	435	—	256	—	—	—	35	27	—	—
Cr	42	45	—	52	48	—	22	48	44	21	20
Co	82	122	—	10	7	—	5.4	5.5	2.1	5.4	1.1
Ni	60	64	—	10	8	—	12	21	17	11	6.6
Pb	—	3	—	6	—	—	—	9	1.5	—	—
Ba	212	521	—	1423	361	—	120	870	473	520	470
Sr	567	721	—	1676	354	—	3672	5117	5472	4012	2547
Rb	115	63	—	59	17	—	6.2	0.4	0.9	0.5	2.8
Cs	7.8	5.1	—	0.8	0.2	—	0.3	0.07	0.22	0.05	0.02
Nb	4	6	—	257	138	—	14	38	2.4	11	2
Ta	0.2	0.3	—	5.7	1.5	—	0.5	0.4	0.1	0.09	0.06
Zr	69	71	—	221	16	—	61	68	82	72	45
Hf	3.4	4.2	—	3.5	0.8	—	0.1	0.02	0.2	0.1	0.07
Y	36	36	—	25	4	—	44	3.5	90	27	41
Th	2.2	4.8	—	3	1.4	—	6.2	2.8	6.2	7	4.7
U	1.4	2.7	—	24	10	—	1.1	3.4	0.4	1.2	1.1
La	66	63	—	27	67	—	396	144	525	206	357
Ce	178	189	—	54	125	—	929	276	991	519	774
Pr	26	22	—	3.4	6.4	—	87	20.4	109	37	81
Nd	127	108	—	8.8	20	—	296	54	293	115	269
Sm	24	23	—	0.9	4.4	—	37	8	38.3	14	30
Eu	9.5	10	—	0.4	1.2	—	11	3.1	10	4	10
Gd	20	16	—	0.7	1.6	—	25	3.4	32	8	23
Tb	4.7	7.8	—	0.1	0.6	—	4	3.5	3.7	1.4	3.1
Dy	8.7	8.1	—	0.4	0.7	—	9.3	0.9	17	4.3	10
Ho	1.3	1.3	—	0.07	0.1	—	1.5	0.1	2.8	0.8	1.7
Er	3	3	—	0.2	0.3	—	3.7	0.2	7.5	2.3	4.3
Tm	0.3	0.3	—	0.03	0.05	—	0.5	0.03	0.9	0.4	0.5
Yb	2	2.1	—	0.5	0.7	—	3.2	3	5	2.8	3.4
Lu	0.3	0.8	—	0.03	0.08	—	0.6	0.7	0.5	0.4	0.5
ΣREE	470.8	449.3	—	97.6	228.1	—	1803.8	517.4	2035.7	915.1	1567.5

Примечание. 1—3 — рудные и слюдяные клинопироксениты, 4—6 — щелочные сиениты (5 — карбонатизированный щелочной сиенит), 7—11 — карбонаты. Анализы 3 и 6 приведены по материалам Горно-Алтайской ПСЭ. Прочерк — нет данных.

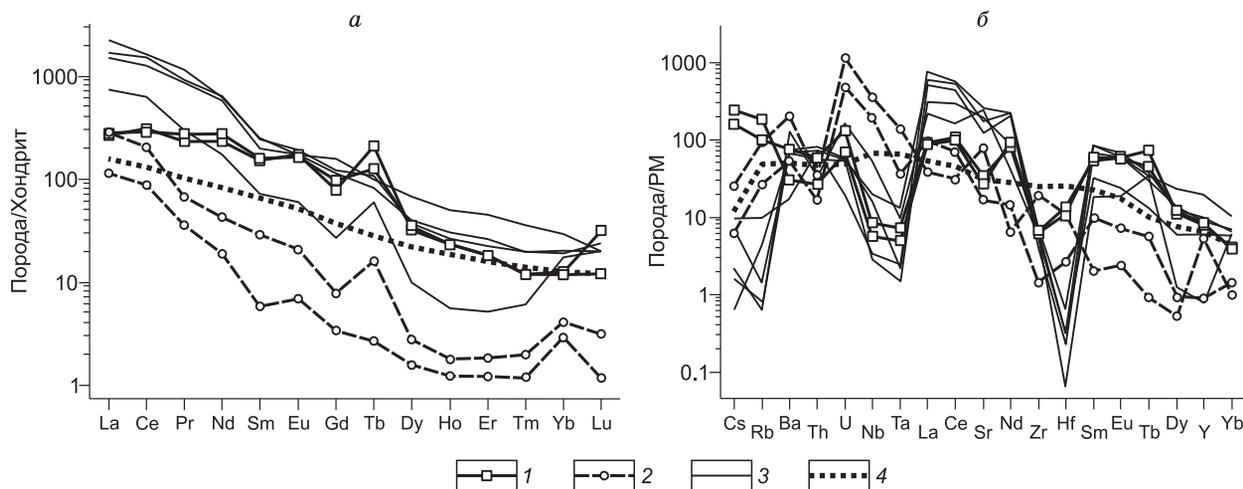


Рис. 4. Распределение редкоземельных (а) и редких гидромагматофильных элементов (б) в породах комплекса эдельвейс.

1 — пироксенит, 2 — щелочной сиенит, 3 — карбонатит, 4 — OIB. Содержания элементов нормированы к составам примитивной мантии (PM) и хондрита C1 [Sun, McDonough, 1989]. OIB — базальты океанических островов.

$\text{SiO}_2 \sim 0.7\text{—}3.4$; $\text{MgO} \sim 0.4\text{—}1.8$; $\text{Fe}_2\text{O}_3^* \sim 0.3\text{—}1.2$; $\text{P}_2\text{O}_5 \sim 0.6\text{—}3.6$; $\text{CO}_2 \sim 38\text{—}40$), а также большинства типоморфных микроэлементов (Sr 2547—5472, Ba 120—870, Zr 45—82, Nb 2—38, $\text{REE}+\text{Y}$ 521—2126 г/т) соответствуют интервалам концентраций, установленным для кальциокарбонатитов [Woolley, Kempe, 1989].

Характерной особенностью формирования комплекса является накопление стронция в породах более поздних интрузивных фаз в среднем от ~ 645 г/т в базитах до ~ 1015 г/т в щелочных сиенитах и ~ 4165 г/т в карбонатитах. При этом отношение Sr/Ba в последних (5.4—30.6) в большей степени характеризует их как продукты ранних стадий карбонатитообразования. Учитывая повышенные по сравнению с мантийными первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и значения $\delta^{18}\text{O}$ в породах и минералах комплекса, следует допустить и примесь вещества коровой природы в его производных. В целом, рассматривая формирование комплекса с 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 (см. табл. 3). Распределение большинства других микроэлементов не обнаруживает каких-либо корреляционных зависимостей, согласующихся с процессом кристаллизационного фракционирования. Причиной такого несоответствия может быть ликвационное расслоение насыщенного солевым веществом щелочно-базитового расплава с обособлением щелочно-сиенитовой и карбонатитовой жидкостей, о чем также свидетельствуют сиенитовые тела сложного строения. Несмотря на сходный дифференцированный характер распределения REE в сопряженных сиенитах (La/Yb 54—96) и карбонатитах (La/Yb 48—124), их составы, особенно по легким лантаноидам, комплементарны относительно спектров слюдяных клинопироксенитов (La/Yb 30—33; $\Sigma\text{REE} \sim 449\text{—}470$ г/т) (рис. 4, а). Обедненность редкими землями щелочных сиенитов ($\Sigma\text{REE} \sim 98\text{—}228$ г/т) на фоне одновременного обогащения данными компонентами карбонатитов ($\Sigma\text{REE} \sim 517\text{—}2036$ г/т) согласуется с экспериментальными данными о преимущественном накоплении LREE в карбонатных жидкостях по сравнению с силикатными фракциями ликвата [Jones et al., 1995; Veksler et al., 1998]. Показательно, что Nb , Ta , Zr и частично Hf избирательно концентрируются в щелочных сиенитах, а не в карбонатитах (см. табл. 3, рис. 4, б), тем самым подтверждая эмпирически установленную тенденцию перераспределения HFSE преимущественно в силикатную составляющую ликвационных систем подобного типа [Veksler et al., 1998]. В целом по уровню накопления LREE (La 144—525, Ce 276—991 г/т), общему характеру спектров редких земель и других некогерентных элементов карбонатитов комплекса вполне сопоставимы с высокотемпературными разновидностями аналогичных пород.

Широкие вариации содержания и отношений ряда несовместимых элементов в производных комплекса, возможно, обусловленные сочетанием процессов фракционной кристаллизации, ликвации и коровой контаминации, не позволяют с уверенностью судить о геодинамической обстановке его формирования. В первом приближении, уровень концентраций Ba , Th , U , Sr , P , PЗЭ в породах указывает на внутриплитный источник, сходный с OIB. Вместе с тем содержания HFSE (Th , Ta , Nb , Zr , Hf , La , Y) в клинопироксенитах более соответствуют параметрам базальтоидов зон субдукции (см. рис. 4, 5). Пред-

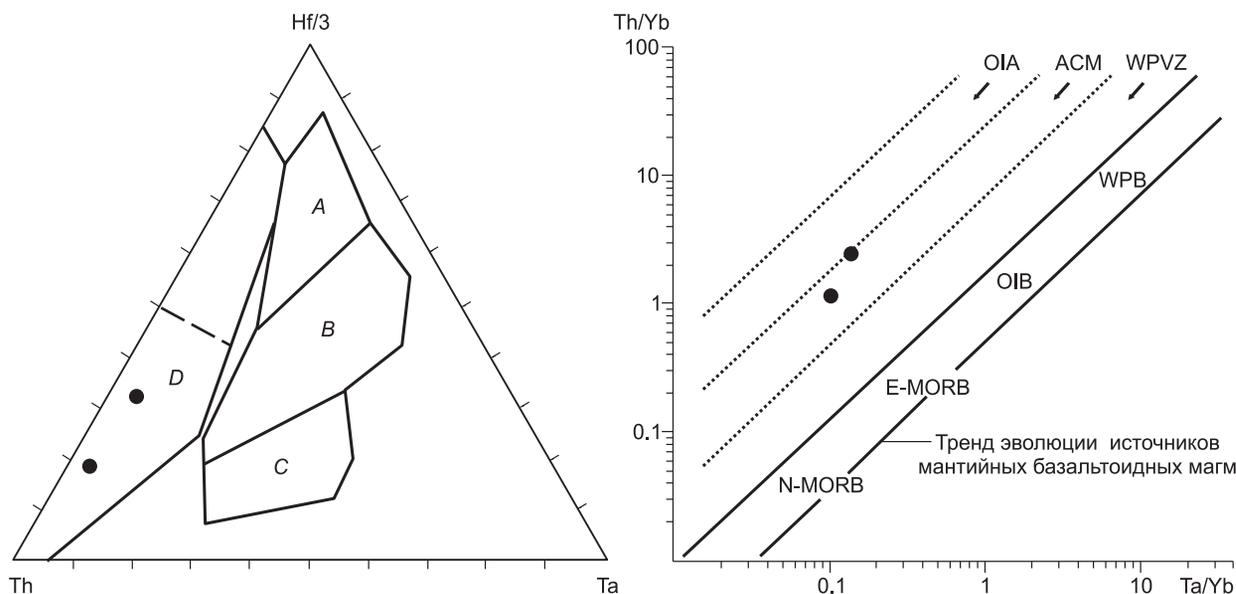


Рис. 5. Соотношения Hf/3-элементов в слюдяных клинопироксенитах комплекса эдельвейс.

Состав клинопироксенита обозначен черным кружком. Диаграмма Th—Hf/3—Ta с дискриминационными полями, по [Wood, 1980]: *A* — N-MORB, *B* — E-MORB и внутриплитные толеиты, *C* — внутриплитные щелочные базальты, *D* — островодужные базальты (штрихами разделены составы островодужных толеитов с Hf/Th > 3 и известково-щелочных базальтов с Hf/Th < 3). Диаграмма Th/Yb—Ta/Yb с дискриминационными полями по [Gorton, Schandl, 2000]: OIA — островные дуги, ACM — активные континентальные окраины, WPVZ — внутриплитные вулканические зоны, WPB — внутриплитные базальты, N-MORB и E-MORB — базальты срединно-океанических хребтов, OIB — базальты океанических островов.

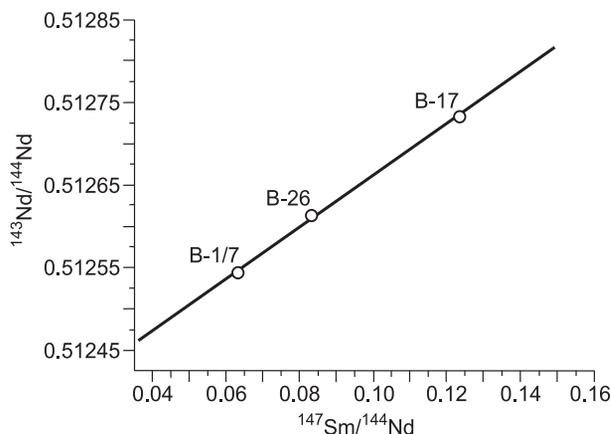
положительно, такая геохимическая конвергентность может свидетельствовать о смешении вещества магматических источников в сложной окраинно-континентальной обстановке.

Sm-Nd, ⁴⁰Ar/³⁹Ar РАДИОГЕННАЯ ГЕОХРОНОЛОГИЯ

До настоящего времени на основании результатов K-Ar изотопного датирования по породообразующим клинопироксену, амфиболу, щелочному полевому шпату и валовым пробам пород главных интрузивных фаз комплекса эдельвейс утверждалось, что его становление происходило не древнее позднего триаса (~ 207 млн лет) и было связано с мезозойским этапом континентального рифтогенеза [Оболенская, 1983]. Sm-Nd-изохрона, рассчитанная нами по валовым составам слюдяных клинопироксенитов, щелочных сиенитов и карбонатитов комплекса (рис. 6, табл. 4), соответствует возрасту 474 ± 37 млн лет [Врублевский и др., 2004a]. Полученная изотопная дата практически совпадает по времени с одним из пиков проявления (475 ± 10 млн лет назад) ордовикского магматизма в центральной и восточной частях Алтае-Саянской складчатой области [Рублев, 2000; Изох и др., 2001; Руднев и др., 2002] и сопоставима с датировками других магматических комплексов, в том числе повышенной щелочности, также считавшихся ранее более молодыми образованиями. Расчет сбалансированной Rb-Sr-изохроны по валовым составам пород, которая подтверждала бы установленный возраст, не представляется возможным в связи с нарушением замкнутости этой изотопной системы в результате коровой контаминации производных магматических расплавов [Vrublevsky et al., 2001; Врублевский, Гертнер, 2005].

Рис. 6. Sm-Nd-изохрона по породам комплекса эдельвейс.

$T = 474 \pm 37$ млн лет, $\epsilon_{Nd}(T) = 6.4 \pm 0.4$, СКВО = 1.7. Номера на графике соответствуют номерам образцов в табл. 4.



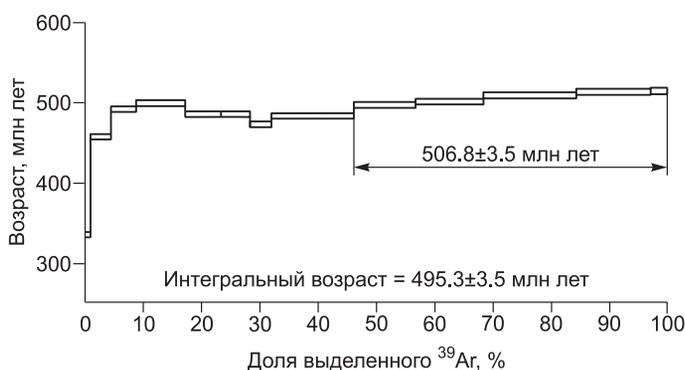


Рис. 7. Возрастной $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -спектр флогопита из слюдяного клинопироксениита (обр. В-17) комплекса эдельвейс.

Для уточнения времени становления комплекса эдельвейс проведен Ar-Ar изотопный анализ флогопита (обр. В-17, см. табл. 2), отобранного из слюдяного клинопироксениита в интрузивном массиве верховьев р. Кускуннур. По составу флогопит сходен со слюдой из более поздних карбонатитов этого

комплекса (см. табл. 2). Полученный возрастной спектр породообразующего флогопита характеризуется хорошо выраженным плато с рассчитанным значением $T = 506.8 \pm 3.5$ млн лет (рис. 7), а интегральный возраст для области с максимальной долей выделенного ^{39}Ar составляет 495.3 ± 3.5 млн лет [Врублевский и др., 2009]. Это позволяет предполагать, что начальная фаза становления комплекса эдельвейс происходила не раньше начала среднего кембрия и явно не позднее хронограницы кембрия с ордовиком. Ar-Ar изотопная дата 507 млн лет хорошо согласуется со временем формирования (509 ± 10 млн лет, Sm-Nd-изохрона, $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = 5.1$) верхнепетропавловского комплекса щелочных основных пород и карбонатитов, расположенного в северной части Кузнецкого Алатау [Врублевский и др., 2003]. Сходный по ϵ_{Nd} -параметрам, предполагающим родство мантийных магматических источников, он отличается от комплекса эдельвейс более радиогенным изотопным составом стронция в породах ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_T = 0.7054\text{—}0.7058$) за счет повышения степени коровой контаминации эволюционирующих расплавов [Покровский и др., 1998].

Согласно последним данным, U-Pb изотопный возраст циркона из линзовидного пегматоидного обособления (0.5×2 м; порода определена как монцоидиорит?) в мафитах комплекса эдельвейс составляет 664 млн лет [Гусев, Шокальский, 2010]. Однако самыми древними геологическими образованиями района, которые интрузирует комплекс, являются вендские рифовые известняки баратальской свиты, чей Pb-Pb изотопный возраст составляет 598 ± 25 млн лет [Uchio et al., 2004]. Поэтому вполне вероятно, что полученная датировка может отражать ксеногенную природу циркона. В пользу такого предположения свидетельствуют полученные изотопно-геохимические данные, указывающие на коровую контаминацию магматических расплавов.

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СИСТЕМАТИКА

Изотопный состав неодима и стронция. Силикатные породы и карбонатиты комплекса эдельвейс характеризуются практически идентичным изотопным составом неодима ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(507)} = 0.512322\text{—}0.512337$; $\epsilon_{\text{Nd}}(507) = +6.56\text{...}+6.85$; см. табл. 4), что указывает на их комагматичность и происхождение из единого источника в умеренно деплетированной мантии. Вместе с тем значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(507)}$ закономерно увеличиваются от 0.703161 в слюдяных клинопироксениитах до 0.703524—0.703853 в более поздних карбонатитах и щелочных сиенитах ($\epsilon_{\text{Sr}}(507) \sim -0.7\text{...}-10.6$). В связи с этим на диаграмме $\epsilon_{\text{Nd}}\text{—}\epsilon_{\text{Sr}}$ (рис. 8) составы пород образуют короткий тренд от мантийной последовательности в сторону обогащения ра-

Таблица 4. **Изотопный состав неодима и стронция в породах комплекса эдельвейс**

№ образца	Порода	Nd, г/т	Sm, г/т	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_T$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$
В-17	КП	108	22.0	0.12377	0.512733 ± 5	0.512322	+6.56
В-1/7	ЩС	7.97	0.836	0.06342	0.512544 ± 5	0.512334	+6.79
В-26	Кб	288	39.7	0.08336	0.512613 ± 5	0.512337	+6.85
№ образца	$T(\text{Nd})_{\text{DM}}$	Sr, г/т	Rb, г/т	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T$	$\epsilon_{\text{Sr}}(T)$
В-17	0.707	825	63.5	0.2225	0.704763 ± 10	0.703161	-10.6
В-1/7	0.615	1760	64.6	0.1062	0.704618 ± 14	0.703853	-0.73
В-26	0.629	5770	1.01	0.0005	0.703528 ± 11	0.703524	-5.41

Примечание. КП — слюдяной клинопироксениит, ЩС — щелочной сиенит, Кб — карбонатит. Первичные изотопные отношения и величины ϵ_{Nd} , ϵ_{Sr} рассчитаны на 507 млн лет; модельный возраст $T(\text{Nd})_{\text{DM}}$ приведен в млрд лет.

Таблица 5. Изотопный состав углерода, кислорода и водорода в породах Северо-Чуйского хребта

№ образца	Порода	Материал	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	δD	H_2O , мас. %
			‰			
Комплекс эдельвейс						
B-17	Флогопитовый клинопироксенит	Флогопит	—	8.0	-85	3.48
B-14	Флогопитсодержащий карбонатит	»	—	7.5	—	—
B-16	»	»	—	8.1	-61	3.56
B-14	»	Кальцит	-7.0	13.7	—	—
B-16	»	»	-5.4	13.6	—	—
B-23	Апатитсодержащий карбонатит	»	-5.7	13.4	—	—
B-26	»	»	-8.4	12.3	—	—
B-1/2	Полосчатый карбонатит	»	-7.5	14.6	—	—
B-31	»	»	-6.5	12.8	—	—
B-25	Карбонатит с вкрапленным пиритом	»	-3.5	14.4	—	—
B-11	»	»	-3.6	14.9	—	—
B-10	»	»	-2.7	14.6	—	—
Осадочные карбонатные породы и низкотемпературные жильные образования						
B-20	Гидротермальный прожилок	Кальцит	0.5	15.5	—	—
B-29	Мраморизованный известняк	»	2.3	22.1	—	—

диоогенным стронцием, что может быть связано с процессом коровой контаминации эволюционирующих магматических расплавов. По сравнению с производными комплекса эдельвейс в составе среднепалеозойских и особенно мезозойских магматических образований повышенной калиевой щелочности Горного Алтая, сформированных на более зрелой континентальной коре, преобладает уже вещество обогащенной литосферной мантии типа EM I + EM II также с участием корового материала (см. рис. 8).

Изотопный состав кислорода, углерода и водорода. Эффекты коровой контаминации в наибольшей степени проявились в карбонатитах комплекса эдельвейс. Изотопный состав кислорода в породообразующем кальците варьирует в сравнительно узком диапазоне ($\delta^{18}\text{O}$ 12.3—14.9 ‰, см. табл. 5), но

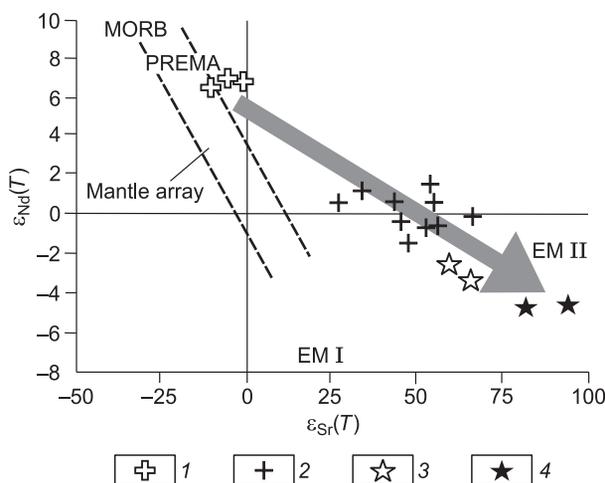


Рис. 8. Изотопный состав Nd и Sr щелочных калиевых магматических комплексов юго-восточной части Горного Алтая.

1 — щелочные породы и карбонатиты комплекса эдельвейс (E_2); 2 — калиевые вулканы аксайского комплекса (D_{2-3}) [Врублевский и др., 2007]; 3 — лампроиты чуйского комплекса (T_{1-2}) [Врублевский и др., 2005]; 4 — калгутит и эльван Калгутинской рудно-магматической системы (J_1) [Анникова и др., 2006]. Стрелкой показана изотопная эволюция магматизма во времени. Область «Mantle array» и положение резервуаров MORB, PREMA, EM I, EM II приведены в соответствии с их современными параметрами, по [Zindler, Hart, 1986].

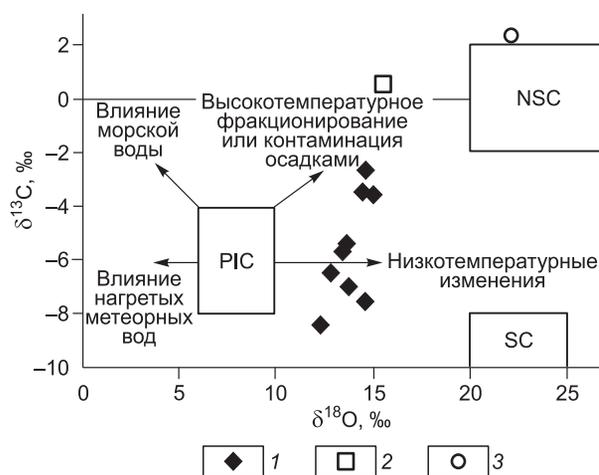


Рис. 9. Изотопный состав кислорода и углерода в кальците карбонатных пород Северо-Чуйского хребта.

1 — карбонатиты комплекса эдельвейс, 2 — гидротермальный кальцитовый прожилок, 3 — экзоконтактовый мраморизованный известняк баратальской свиты. Показаны поля составов: PIC — первичных магматогенных карбонатитов [Keller, Hoefs, 1995], морских нормально-осадочных (NSC) и почвенных (SC) карбонатов [Salomons, 1975; Покровский, 2000]. Стрелками показано влияние разных процессов на изменчивость изотопного состава углерода и кислорода карбонатов [Demeny et al., 1998].

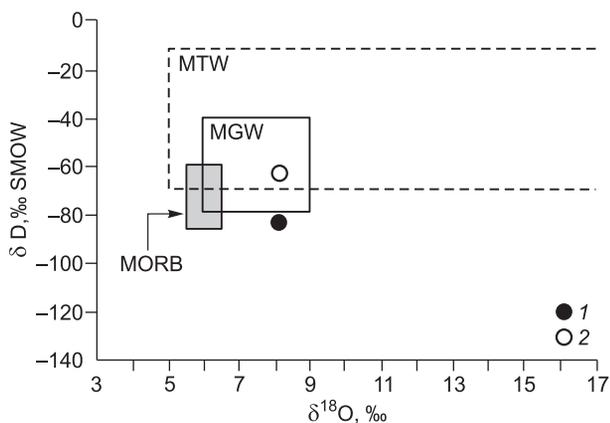


Рис. 10. Изотопный состав водорода и кислорода в порообразующем флогопите комплекса эдельвейс.

1, 2 — флогопиты из клинопироксенита (1) и карбоната (2). Показаны соотношения композиционных полей магматических (MGW), метаморфогенных (MTW) и неизменных MORB вод [Покровский, 2000].

карбонатитов [Conway, Taylor, 1969; Deines, 1989; Keller, Hoefs, 1995], наблюдаются только у апатит- и флогопитсодержащих разновидностей пород. Более поздние карбонатитовые жилы с пиритом отличаются относительно «тяжелым» ($\delta^{13}\text{C} -3.5 \dots -2.7 \text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} 14.4 \text{—} 14.9 \text{‰}$) изотопным составом. В целом значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ группируются в виде почти прямолинейного тренда в промежуточной области между композиционными полями неконтаминированных магматогенных карбонатитов и морских карбонатов. Обычно такая зависимость возникает при смешении глубинной CO_2 с изотопно более «тяжелой» углекислотой осадочного цикла. Не исключается также влияние релейского изотопного фракционирования при высокотемпературной (600—800 °C) дифференциации карбонатитового расплава [Pineau et al., 1973; Кулешов, 1986; Javoy et al., 1986; Deines, 1989; Ray, Ramesh, 2000].

Изотопный состав кислорода во флогопите из клинопироксенита и карбоната (см. табл. 5) сравнительно однороден. Вместе с тем полученные величины $\delta^{18}\text{O}$ достигают 7.5—8.1 ‰, показывая, что флогопиты заметно обогащены тяжелым изотопом кислорода относительно мантийных значений $\delta^{18}\text{O} 5.5 \pm 0.5 \text{‰ SMOW}$ [Taylor, Sheppard, 1986; Покровский, 2000] и не могут рассматриваться как неконтаминированные продукты.

Комплексный анализ изотопного состава кислорода и водорода в порообразующем флогопите позволяет судить о природе источников воды, принимавшей участие в формировании пород. Величины δD (–61...–85 ‰; см. табл. 5) в слюде клинопироксенитов и карбонатитов практически не выходят за пределы интервала значений ($\delta\text{D} = -40 \dots -90 \text{‰}$), характерных для флогопитов из мантийных ксенолитов, кимберлитов, основных и ультраосновных пород и карбонатитов [Покровский, 2000; и др.]. При этом в координатах $\delta\text{D} \text{—} \delta^{18}\text{O}$ они близки к области значений первично-магматических вод, в большей степени свойственных свежим стеклам MORB (рис. 10). Эта закономерность хорошо согласуется с установленным Sr-Nd изотопным составом пород, указывающим на мантийный источник родоначальной магмы.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Особенности строения и вещественного состава комплекса эдельвейс позволяют рассматривать его как петрографическую ассоциацию комагматических силикатных пород повышенной калиевой щелочности (клинопироксенитов и сиенитов) и кальциокарбонатитов. При их формировании первоначальный процесс кристаллизационного фракционирования эволюционирующей щелочно-базитовой магмы осложнялся ее ликвационным расслоением с образованием карбонатитового и щелочно-сиенитового расплавов. Об этом свидетельствует характер совместной локализации сиенитов и карбонатитов в виде сложных по строению и составу жильных тел, а также выявленные геохимические и изотопно-геохимические особенности пород. Показательным является поведение лантаноидов, накапливающихся преимущественно в карбонатитах, и HFSE (Nb, Ta, Zr, Hf), которыми сравнительно обогащены щелочные сиениты. Эти закономерности вполне согласуются с данными по распределению химических элементов между ликватами в экспериментальных системах с силикатно-карбонатной жидкостной несмесимостью [Jones et al., 1995; Veksler et al., 1998]. Кроме того, отношение La/Yb как в сиенитах (54—96), так и в карбонатитах (48—124) достигает наиболее высоких и примерно одинаковых значений, тем самым подтверждая их синхронное возникновение на заключительной магматической стадии.

На основании установленных параметров и сходства изотопного состава неодима щелочных пород и карбонатитов комплекса эдельвейс ($\epsilon_{\text{Nd}} = +6.56 \dots +6.85$) можно предполагать их родственную мантийную природу и деплетированный магматический источник типа PREMA. Этот плюмовый компонент редко присутствует в составе платформенных карбонатитсодержащих комплексов. Обычно для них от-

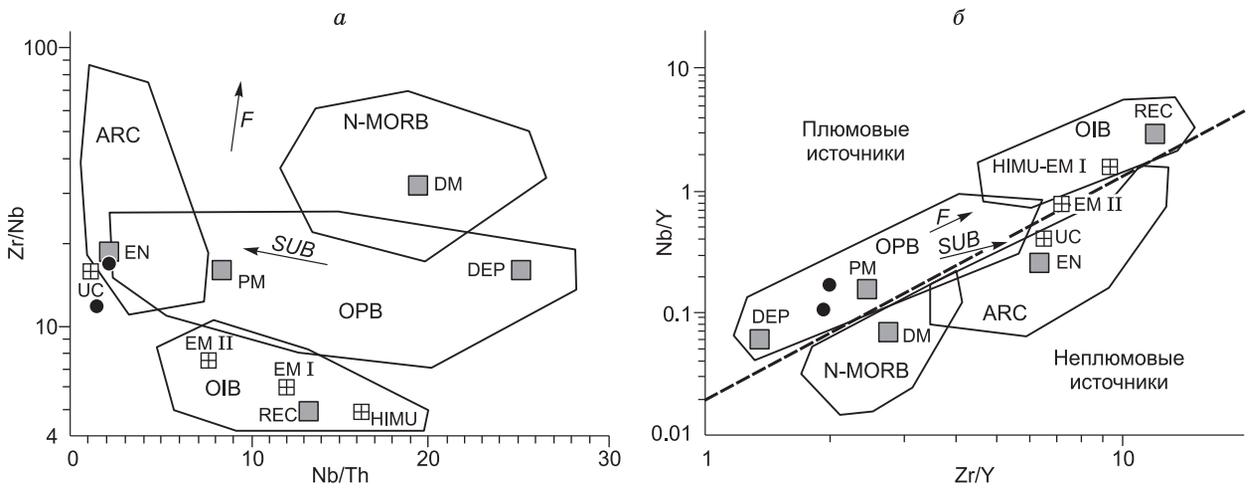


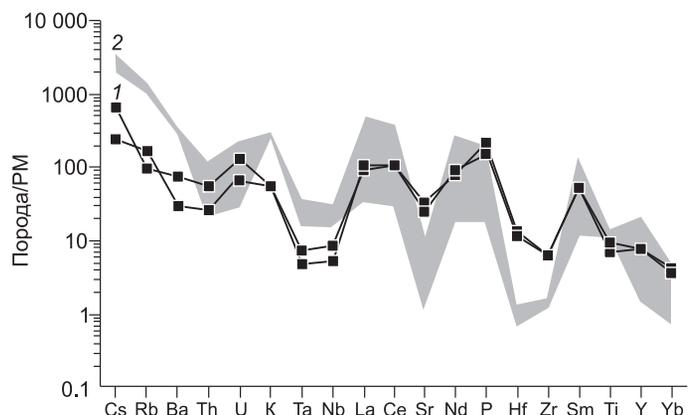
Рис. 11. Положение составов клинопироксенов комплекса эдельвейс на диаграммах Zr/Nb—Nb/Th и Nb/Y—Zr/Y.

Состав клинопироксена обозначен черным кружком. Источники вещества, компоненты и дискриминация базальтов разных тектонических обстановок приведены по [Condie, 2005]: UC — верхняя континентальная кора; PM — примитивная мантия; DM — приповерхностная деплетированная мантия; DEP — глубинная деплетированная мантия; REC — рециклированный компонент; EN — обогащенный компонент; HIMU — источник с высоким отношением U/Pb; EM I и EM II — обогащенные мантийные источники; ARC — островодужные базальты; N-MORB — базальты срединно-океанических хребтов; OIB — базальты океанических островов; OPB — базальты океанических плато. Стрелками показаны эффекты парциального плавления (F) и влияния субдукционных флюидов (SUB). Штриховая линия на диаграмме (б) — вероятная граница, разделяющая плюмовые и неплюмовые источники.

мечается смешение вещества HIMU и обогащенной мантии EM I [Bell, 1998; Harmer, Gittins, 1998; Bell, Simonetti, 2010]. По-видимому, в случае комплекса эдельвейс участие материала PREMA в магмогенерации обусловлено его доминирующей ролью в составе Северо-Азиатского суперплюма, определявшего развитие раннесреднепалеозойского базитового магматизма ЦАСП [Ярмолюк, Коваленко, 2003]. Сходным изотопным составом магматических источников обладают и другие раннепалеозойские сиенит-карбонатитовые ассоциации в складчатых областях Евразии [Xu et al., 2008; Недосекова и др., 2009]. Наблюдаемое обогащение радиогенным стронцием изученных щелочных сиенитов и карбонатитов относительно клинопироксенов ($\epsilon_{Sr} = -10.6 \dots -0.7$) вызвано процессом коровой контаминации расплавов, о чем также свидетельствуют выявленные особенности изотопного состава углерода и кислорода в породообразующих минералах. Измеренные величины $\delta^{18}O$ во флогопите и кальците (7.5—14.9 ‰) заметно выше значений, наблюдаемых в мантийных образованиях. Очень широкие вариации изотопных отношений углерода в карбонатитах ($\delta^{13}C -2.7 \dots -8.4$ ‰), охватывающие как мантийные, так и коровые значения, не могут рассматриваться как результат кристаллизационной дифференциации карбонатитового расплава и в большей степени указывают на взаимодействие материала различной природы. По-видимому, проникновение корового вещества в магму осуществлялось на двух уровнях. Учитывая, что раннесреднекембрийские структурно-вещественные комплексы данного района Горного Алтая имеют островодужную природу [Берзин, Кунгурцев, 1996], более глубокий уровень, возможно, был обуслов-

Рис. 12. Сравнение редкоземельных составов клинопироксенов комплекса эдельвейс и апатитсодержащих глиммеритов в перидотитах.

1 — клинопироксены комплекса эдельвейс, 2 — глиммериты. Состав глиммеритовых прожилков из метасоматизированных перидотитов Богемского массива (Австрия) приведен по [Becker et al., 1999]. Содержания элементов нормированы к составу примитивной мантии (PM) [Sun, McDonough, 1989].



лен рециклингом углерода, происходящим в процессе субдукции [Ray, Ramesh, 1999]. В верхних горизонтах литосферы контаминация расплавов могла происходить уже в промежуточных магматических камерах в результате их взаимодействия с высококонцентрированными Sr-содержащими рассолами, мобилизованными теплом интрузии из вмещающих отложений. В обоих случаях в качестве вероятного контаминанта следует предполагать вещество изотопно-тяжелых ($\delta^{13}\text{C} = 2.3 \text{ ‰}$, $\delta^{18}\text{O} = 22.1 \text{ ‰}$) метаосадочных карбонатных пород баратальской свиты в ближайшем окружении комплекса эдельвейс [Врублевский, 2003]. По существующим представлениям, данные известняки представляют собой фрагменты палеосимаунта, аккретированные к островодужным комплексам на окраине Сибирского континента [Добрецов и др., 2004; Сафонова и др., 2008]. Можно допустить частичное затягивание такого материала слэбом на глубину и последующее его влияние на метасоматические преобразования мантийного клина. Подтверждением участия в маглообразовании вещества метасоматизированной литосферной мантии могут служить геохимические особенности клинопироксенитов, выраженные в виде характерных отношений Th/Yb, Ta/Yb, Zr/Nb, Nb/Th, повышенных значений LILE/HFSE и отчетливых Nb-Ta- и Zr-Hf-минимумов редкоэлементного спектра (см. рис. 4, 5, 11, а), что типично для надсубдукционных вулканитов.

Несмотря на конвергенцию геохимических признаков базитов комплекса эдельвейс, их доминирующим источником является глубинная деплетированная мантия. Об этом свидетельствует не только изотопный состав неодима, но также уровень и характер накопления большинства несовместимых элементов в породах, сопоставимый с производными внутриплитного OIB-магматизма (см. рис. 4). На Nb/Y—Zr/Y дискриминационной диаграмме источников и геотектонических обстановок базитов (см. рис. 11, б) составы клинопироксенитов попадают в поле базальтов океанических плато, что может свидетельствовать о плюмовом источнике их вещества типа PREMA + PM. Судя по низкой концентрации Pb (до 3 г/т) и повышенным значениям U/Pb (~ 1) и Ce/Pb (63), дополнительным компонентом могло послужить вещество HIMU-резервуара. Обращает на себя внимание сочетание высокой калиевоности ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 5$) и фосфористости ($\text{P}_2\text{O}_5 \sim 3.8\text{—}4.7 \text{ мас. \%}$) клинопироксенитов, что позволяет предполагать повышенные содержания калия и фосфора в составе маглогенерирующего субстрата. Косвенным аргументом в пользу его мантийной природы является сильное сходство характера распределения редких элементов в базитовых породах комплекса и в прожилках апатитсодержащих глиммеритов среди метасоматизированных перидотитов (рис. 12).

Важно также отметить, что синхронно с комплексом эдельвейс сформировались щелочные породы и карбонатиты Верхнепетропавловского массива в Кузнецком Алатау (509 млн лет), которые имеют сходный изотопный состав неодима ($\epsilon_{\text{Nd}} \sim +5$) [Врублевский и др., 2003]. Значительная удаленность этих ареалов щелочного и карбонатитового магматизма друг от друга позволяет придерживаться модели о существовании единого мантийного плюма в этом сегменте ЦАСП в кембро-ордовикское время [Ярмолюк и др., 2003]. В пользу развития карбонатитов плюмовой природы в это время свидетельствуют синхронное проявление пикрит-базальтовых ассоциаций с ферроплатиновой минерализацией урало-алаякского типа в Западной Монголии [Оюунчимэг и др., 2009; Изох и др., 2010], широкое распространение обогащенных диопсидом базальтов усть-семиной свиты в Горном Алтае [Гибшер и др., 1997; Сафонова и др., 2011]. Последние по особенностям состава аналогичны анкарамитам Магнитогорского синклинория, которые рассматриваются как вулканические аналоги дунит-клинопироксенит-габбровых массивов Урала [Пушкарев, 2011]. Для формирования подобных родоначальных магм необходима предварительная верлитизация верхней мантии за счет взаимодействия с глубинными «эфимерными» карбонатитовыми расплавами, обладающими высокой подвижностью и реактивностью [Harner, Gittins, 1998; Lee, Wyllie, 2000].

Наряду с этими комплексами для каледонского этапа развития ЦАСП характерны проявления щелочных базальтов, различного рода ультрабазит-базитовые интрузии, габбро-диорит-гранитные породные ассоциации (рис. 13), а также широко распространенные гранитоидные батолиты [Владимиров и др., 1999]. Сравнительно узкий временной диапазон развития (510—470 млн лет назад), значительные масштабы и особенности тектонического режима такого разноформационного магматизма предполагают возможность выделения в пределах Центрально-Азиатского подвижного пояса крупной изверженной провинции (Large Igneous Province, LIP) раннепалеозойского возраста [Izokh et al., 2007], формирование которой связано с наложением обширного мантийного плюма на каледонские структурно-вещественные комплексы аккреционно-коллизийных геодинамических обстановок.

Таким образом, на основании петрогеохимических и геохронологических исследований показано, что комплекс эдельвейс представляет собой среднекембрийскую (~ 507 млн лет назад) комагматическую ассоциацию щелочных пород и карбонатитов с мантийным плюмовым источником PREMA-типа. Особенности их редкоэлементного состава свидетельствуют о возможном становлении комплекса в сложной окраинно-континентальной обстановке на фоне развивающегося позднеколлизийного «рассеянного» рифтинга. По-видимому, в этих условиях происходило пространственное совмещение и смешение

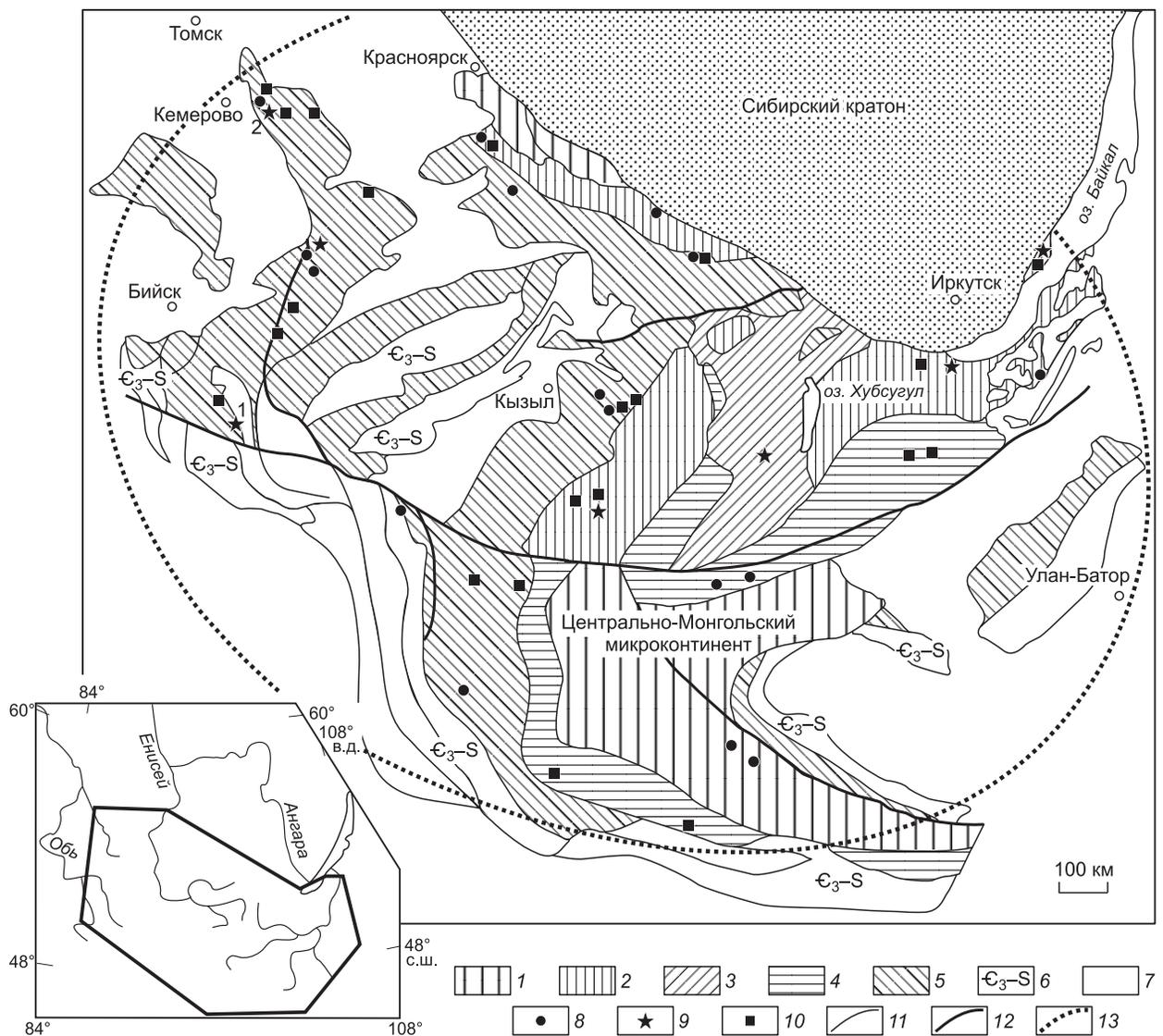


Рис. 13. Геотектоническая позиция кембрийско-раннеордовикских (~510—470 млн лет) магматических комплексов ультрабазит-базитового, щелочного и габбро-диорит-гранитного состава в Центрально-Азиатском складчатом поясе.

1—5 — террейны ЦАСП: 1 — протерозоя; 2 — рифея; 3 — позднего рифея-венда; 4 — неопротерозоя-кембрия; 5 — кембрия; 6, 7 — структурно-вещественные комплексы отложений позднекембрийско-силурийского (6) и позднепалеозойского (7) возраста; 8—10 — магматические комплексы (интрузивы): 8 — ультрабазит-базитового состава; 9 — щелочные, в том числе карбонатитсодержащие (1 — комплекс эдельвейс в Горном Алтае, 2 — верхнепетропавловский комплекс в Кузнецком Алатау); 10 — габбро-диорит-гранитной ассоциации; 11 — геологические границы; 12 — разломы; 13 — предполагаемая граница крупной изверженной провинции (LIP) раннепалеозойского возраста в пределах ЦАСП (на схеме не показаны синхронные гранитоидные батолиты Центральной Азии [Владимиров и др., 1999]) и зоны вероятного воздействия мантийного плюма. На врезке обозначено географическое положение провинции.

материала из разных источников, включая плюмовый компонент, вещество обогащенной надсубдукционной литосферной мантии (EM I или EM II) и континентальной коры.

Исследования выполнены при поддержке Министерства образования и науки РФ по ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России 2009—2013 гг.», АВЦП «Развитие научного потенциала высшей школы 2009—2011 гг.».

ЛИТЕРАТУРА

Анникова И.Ю., Владимиров А.Г., Выставной С.А., Журавлев Д.З., Крук Н.Н., Лепехина Е.Н., Матуков Д.И., Мороз Е.Н., Палесский С.В., Пономарчук В.А., Руднев С.Н., Сергеев С.А. U-Pb, ³⁹Ar/⁴⁰Ar датирование и Sm-Nd, Pb-Pb изотопное исследование Калгутинской молибден-вольфрамовой рудно-магматической системы, Южный Алтай // *Петрология*, 2006, т. 14, № 1, с. 90—108.

Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Сяо Сючань, Чанг Э.З. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // *Геология и геофизика*, 1994, т. 35 (7—8), с. 8—28.

Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // *Геология и геофизика*, 1996, т. 37 (1), с. 63—81.

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, т. 37 (1), с. 82—93.

Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В., Фудживара И., Ивата К., де Граве И., Семаков Н.Н., Травин А.В., Кирьянова А.П., Кох Д.А. Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // *Геология и геофизика*, 2003, т. 44 (1—2), с. 49—75.

Владимиров А.Г., Гибшер А.С., Изох А.Э., Руднев С.Н. Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Центральной Азии: масштабы, источники и геодинамические условия формирования // *Докл. РАН*, 1999, т. 369, № 6, с. 795—798.

Врублевский В.В. Петрология карбонатитовых комплексов консолидированных складчатых областей (на примере Южной Сибири и Тянь-Шаня): Автореф. ... д.г.-м.н. Новосибирск, 2003, 40 с.

Врублевский В.В., Гертнер И.Ф. Природа карбонатитосодержащих комплексов складчатых областей: изотопные свидетельства мантийно-корового взаимодействия // *Труды V Международного семинара «Проблемы источников глубинного магматизма и плюмы»*. Иркутск—Петропавловск-Камчатский, 2005, с. 30—49.

Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Журавлев Д.З., Макаренко Н.А. Sm-Nd-изотопный возраст и природа источника ассоциации щелочных основных пород и карбонатитов Кузнецкого Алатау // *Докл. РАН*, 2003, т. 391, № 3, с. 378—382.

Врублевский В.В., Журавлев Д.З., Гертнер И.Ф., Крупчатников В.И., Владимиров А.Г., Рихванов Л.П. Sr-Nd-изотопная систематика щелочных пород и карбонатитов комплекса эдельвейс (Северо-Чуйский хребет, Горный Алтай) // *Докл. РАН*, 2004а, т. 397, № 6, с. 802—806.

Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Поляков Г.В., Изох А.Э., Крупчатников В.И., Травин А.В., Войтенко Н.Н. Ar-Ar-изотопный возраст лампроитовых даек чуйского комплекса, Горный Алтай // *Докл. РАН*, 2004б, т. 399, № 4, с. 516—519.

Врублевский В.В., Войтенко Н.Н., Романов А.П., Поляков Г.В., Изох А.Э., Гертнер И.Ф., Крупчатников В.И. Источники магм триасовых лампроитов Горного Алтая и Таймыра: (Sr, Nd)-изотопные свидетельства плюм-литосферного взаимодействия // *Докл. РАН*, 2005, т. 405, № 5, с. 658—660.

Врублевский В.В., Крупчатников В.И., Гертнер И.Ф. Состав и изотопная эволюция калиевых вулканитов, юго-восток Горного Алтая // *Докл. РАН*, 2007, т. 416, № 3, с. 364—369.

Врублевский В.В., Изох А.Э., Поляков Г.В., Гертнер И.Ф., Юдин Д.С., Крупчатников В.И. Раннепалеозойский щелочной магматизм Горного Алтая: ⁴⁰Ar-³⁹Ar-геохронологическое свидетельство комплекса эдельвейс // *Докл. РАН*, 2009, т. 427, № 1, с. 96—100.

Гибшер А.С., Есин С.В., Изох А.Э., Киреев А.Д., Петрова Т.В. Диопсидсодержащие базальты кембрия Чепошской зоны Горного Алтая: модель фракционирования гибридных магм в промежуточных магматических камерах // *Геология и геофизика*, 1997, т. 38 (11), с. 1760—1773.

Гусев Н.И., Шокальский С.П. Позднерифейский возраст монцодиоритов (U-Pb, SHRIMP-II) сие-нит-габбрового комплекса эдельвейс в Горном Алтае // *Материалы совещания «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)»*. Вып. 8. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2010, т. 1, с. 78—80.

Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Сафонова И.Ю., Кох Д.А. Фрагменты океанических островов в структуре Курайской и Катунского аккреционных клиньев Горного Алтая // *Геология и геофизика*, 2004, т. 45 (12), с. 1381—1403.

Изох А.Э., Каргополов С.А., Шелепаев Р.А., Травин В.А., Егорова В.В. Базитовый магматизм кемброордовикского этапа Алтае-Саянской складчатой области и связь с ним метаморфизма высоких температур и низких давлений // *Материалы конференции «Актуальные вопросы геологии и минералогии юга Сибири»*. Новосибирск, 2001, с. 68—72.

Изох А.Э., Вишневский А.В., Поляков Г.В., Калугин В.М., Оюунчимэг Т., Шелепаев Р.А., Егорова В.В. Урэгнурская платиноносная вулканоплутоническая пикрит-базальтовая ассоциация Монгольского Алтая — индикатор кембро-ордовикской крупной изверженной провинции // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (5), с. 665—681.

Кулешов В.Н. Изотопный состав и происхождение глубинных карбонатов. М., Наука, 1986, 124 с.

Недосекова И.Л., Владыкин Н.В., Прибавкин С.В., Баянова Т.Б. Ильмено-Вишневогорский мисскит-карбонатитовый комплекс: происхождение, рудоносность, источники вещества (Урал, Россия) // Геология рудных месторождений, 2009, т. 51, № 2, с. 157—181.

Никифоров А.В., Ярмолук В.В., Покровский Б.Г., Коваленко В.И., Иванов В.Г., Андреева И.А., Журавлев Д.З., Рипп Г.С., Владыкин Н.В., Коршунов В.В. Позднемезозойские карбонатиты Западного Забайкалья: минеральный, химический и изотопный (O, C, S, Sr) состав и соотношения со щелочным магматизмом // Петрология, 2000, т. 8, № 3, с. 309—336.

Оболенская Р.В. Мезозойский магматизм Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1983, 47 с.

Оюунчимэг Т., Изох А.Э., Вишневский А.В., Калугин В.М. Изоферроплатиновая ассоциация минералов из россыпи реки Бургастайн-Гол (Западная Монголия) // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (10), с. 1119—1131.

Панченко Е.И. Карбонатиты юго-восточной части Горного Алтая // Региональная конференция «Природа и природные ресурсы Алтая и Кузбасса»: Тез. докл. Новосибирск, 1970, ч. 2, с. 23—25.

Петрографический кодекс России / Под ред. О.А. Богатикова, О.В. Петрова. СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 2008, 200 с.

Покровский Б.Г. Коровая контаминация мантийных магм по данным изотопной геохимии (Тр. ГИН РАН; вып. 535). М., Наука, 2000, 228 с.

Покровский Б.Г., Андреева Е.Д., Врублевский В.В., Гринев О.М. Природа контаминации щелочно-габбродидных интрузий южного обрамления Сибирской платформы по данным изотопии стронция и кислорода // Петрология, 1998, т. 6, № 3, с. 259—273.

Пушкарев Е.В. Анкарамиты — родоначальные магмы дунит-клинопироксенит-габбровых комплексов Урало-Аляскинского типа: минералогические и геохимические доказательства // Материалы Международ. конференции «Современное состояние наук о Земле». CD-ROM. М., МГУ, 2011, с. 2294—2297.

Рублев А.Г. Ордовикская эпоха магматизма юга азиатской части России // Материалы Второго Всероссийского петрографического совещания «Петрография на рубеже XXI века. Итоги и перспективы». Сыктывкар, 2000, т. 1, с. 312—314.

Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Бабин Г.А., Борисов С.М., Бибикина Е.В., Котов А.Б., Пономарчук В.А., Травин А.В., Сальникова Е.Б., Левченко О.В. Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Алтае-Саянской складчатой области // Материалы Третьей Всероссийской конференции «Петрология магматических и метаморфических комплексов». Томск, 2002, т. 1, с. 201—207.

Самойлов В.С., Коваленко В.И. Комплексы щелочных пород и карбонатитов Монголии. М., Наука, 1983, 196 с.

Сафонова И.Ю., Симонов В.А., Буслов М.М., Ота Ц., Маруяма Ш. Неопротерозойские базальты Палеоазиатского океана из курайского аккреционного клина (Горный Алтай): геохимия, петрогенезис, геодинамические обстановки формирования // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (4), с. 335—356.

Сафонова И.Ю., Буслов М.М., Симонов В.А., Изох А.Э., Комия Ц., Курганская Е.В., Охно Т. Геохимия, петрогенезис и геодинамическое происхождение базальтов из катунского аккреционного комплекса Горного Алтая (Юго-Западная Сибирь) // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (4), с. 421—462.

Туркин Ю.А., Федак С.И. Геология и структурно-вещественные комплексы Горного Алтая. Томск, Изд-во STT, 2008, 452 с.

Фор Г. Основы изотопной геологии. М., Мир, 1989, 590 с.

Ярмолук 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.

Ярмолук В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Геодинамика формирования каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. РАН, 2003, т. 389, № 3, с. 354—359.

Baksi A.K., Archibald D.A., Farrar E. Intercalibration of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating standards // Chem. Geol., 1996, v. 129, p. 307—324.

Becker H., Wenzel T., Volker F. Geochemistry of glimmerite veins in peridotites from Lower Austria — implications for the origin of K-rich magmas in collision zones // J. Petrol., 1999, v. 40, № 2, p. 315—338.

- Bell K.** Radiogenic isotope constraints on relationships between carbonatites and associated silicate rocks — a brief review // *J. Petrol.*, 1998, v. 39, № 11, 12, p. 1987—1996.
- Bell K., Simonetti A.** Source of parental melts to carbonatites — critical isotopic constraints // *Miner. Petrol.*, 2010, v. 98, p. 77—89.
- Condie K.** High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plums // *Lithos*, 2005, v. 79, p. 491—504.
- 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.
- Deines P.** Stable isotope variations in carbonatites // *Carbonatites: genesis and evolution* / Ed. K. Bell. Unwin Hyman, London, 1989, p. 301—359.
- Demény A., Ahijado A., Casillas R., Vennemann T.W.** Crustal contamination and fluid/rock interaction in the carbonatites of Fuerteventura (Canary Islands, Spain): a C, O, H isotope study // *Lithos*, 1998, v. 44, p. 101—115.
- Gorton M.P., Schandl E.S.** From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks // *Canad. Miner.*, 2000, v. 38, p. 1065—1073.
- Harmer R.E., Gittins J.** The case for primary, mantle-derived carbonatite magma // *J. Petrol.*, 1998, v. 39, № 11, 12, p. 1895—1903.
- Izokh A.E., Polyakov G.V., Shelepaev R.A., Vrublevsky V.V., Egorova V.V., Lavrenchuk A.V., Borodina E.V., Oyunchimeg T.** Early Paleozoic Large Igneous Province of the Central Asia Mobile Belt // Abstracts of the International Symposium «Large Igneous Provinces of Asia, Mantle Plumes and Metallogeny». Publishing House of SB RAS, Novosibirsk, 2007, p. 30—32.
- Javoy M., Pineau F., Delorme H.** Carbon and nitrogen isotopes in the mantle // *Chem. Geol.*, 1986, v. 57, № 1/2, p. 41—62.
- Jones J.H., Walker D., Pickett D.A., Murell M.T., Beattie P.** 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, № 7, p. 1307—1320.
- Keller J., Hoefs J.** Stable isotope characteristics of recent natrocarbonatite from Oldoinyo Lengai // *Carbonatite volcanism: Oldoinyo Lengai and the petrogenesis of natrocarbonatites* / Eds. K. Bell, J. Keller. IAVCEI. Proc Volcanol., 1995, v. 4, p. 113—123.
- Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A.** A classification of igneous rocks and glossary of terms. Oxford, Blackwell, 1989, 193 p.
- Lee W.-J., Wyllie P.J.** The system CaO-MgO-SiO₂-CO₂ at 1 GPa, metasomatic wherlites, and primary carbonatite magmas // *Contr. Miner. Petrol.*, 2000, v. 138, p. 214—228.
- Ludwig K.R.** User's manual for Isoplot/Ex, Version 2.10. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 1999, v. 1, 46 p.
- Pineau F., Javoy M., Allègre C.J.** Etude systématique des isotopes de l'oxygène, du carbone et du strontium dans les carbonatites // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1973, v. 37, p. 2363—2377.
- 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.
- Ray J.S., Ramesh R.** Rayleigh fractionation of stable isotopes from a multicomponent source // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2000, v. 64, № 2, p. 299—306.
- 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.
- Sun S., McDonough W.F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the ocean basins* / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry // *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 1989, № 42, p. 313—345.
- Taylor H.P., Sheppard P.M.N.** Igneous rocks: I. Processes of isotopic fractionation and isotope systematics // *Rev. Miner.*, 1986, v. 16, p. 227—271.
- Uchio Y., Isozaki Y., Ota T., Utsunomiya A., Buslov M.M., Maruyama S.** The oldest mid-oceanic carbonate buildup complex: setting and lithofacies of the Vendian (Late Neoproterozoic) Baratal limestone in the Gorny Altai Mountains, Siberia // *Proceedings of the Japan Academy*, 2004, v. 80 (B), p. 422—428.
- Veksler I.V., Petibon C., Jenner G.A., Dorfman A.M., Dingwell D.B.** 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.
- 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 folded region and the Yenisei ridge // *Third Work-*

shop IGCP-420 «Continental growth in the Phanerozoic: evidence from Central Asia»: abstract. Novosibirsk, Publishing House of SB RAS, Department «GEO», 2001, p. 119—122.

Wood D.A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1980, v. 50, p. 11—30.

Woolley A.R., Kempe D.R.C. Carbonatites: nomenclature, average chemical compositions, and element distribution // *Carbonatites: genesis and evolution* / Ed. K. Bell. Unwin Hyman, London, 1989, p. 1—14.

Xu Cheng, Campbell I.H., Allen C.M., Chen Yanjing, Huang Zhilong, Qi Liang, Zhang Guishan, Yan Zaifei. U-Pb zircon age, geochemical and isotopic characteristics of carbonatite and syenite complexes from the Shaxiongdong, China // *Lithos*, 2008, v. 105, p. 118—128.

York D. Least squares fitting of straight line // *Canad. J. Phys.*, 1966, v. 44, p. 1079—1086.

Zindler A., Hart S.R. Chemical geodynamics // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 1986, v. 14, p. 493—571.

*Рекомендована к печати 15 июля 2011 г.
А.С. Борисенко*

*Поступила в редакцию
13 апреля 2011 г.*