

**ВОЗРАСТ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД
ВОСТОЧНОГО ФЛАНГА УМЛЕКАНО-ОГОДЖИНСКОГО
ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКОГО ПОЯСА (Приамурье)**

А.А. Сорокин, А.П. Сорокин, В.А. Пономарчук*, А.В. Травин*

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, 675000, Благовещенск, пер. Релочный, 1, Россия

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

В результате $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопного датирования получены надежные оценки возрастов для андезита унериканского комплекса (102.1 ± 1.4 млн лет) и базальтового андезита бурундинского комплекса (107.3 ± 2.4 млн лет). Установленный возрастной уровень вулканизма близок одному из этапов формирования Хингано-Охотского вулканоплутонического пояса. Петрографические и геохимические особенности пород основного, среднеосновного и среднего составов указывают на двойственность, которая выражается в совмещении признаков, присущих породам толеитовой и известково-щелочной серий. Предполагается, что наиболее вероятной обстановкой формирования пород является обстановка трансформной континентальной окраины.

Изотопное датирование, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод, андезиты, геохимия, геодинамика, Восточная Азия, Умлекано-Огоджинский пояс, Хингано-Охотский пояс.

**THE AGE AND GEOCHEMISTRY OF VOLCANIC ROCKS ON THE EASTERN FLANK
OF THE UMLEKAN-OGODZHA VOLCANOPLUTONIC BELT
(Amur region)**

A.A. Sorokin, A.P. Sorokin, V.A. Ponomarchuk, and A.V. Travin

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating yielded the reliable ages of andesite from the Unerikan complex (102.1 ± 1.4 Ma) and basaltic andesite from the Burunda complex (107.3 ± 2.4 Ma). The established age of volcanism is close to one of the stages of formation of the Khingan-Okhotsk volcanoplutonic belt. The petrography and geochemistry of basic, normal-basic, and normal rocks point to their dual character: They combine features specific for tholeiitic and calc-alkalic rocks. Most likely, these rocks formed in the setting of transform continental margin.

Isotope dating, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method, andesites, geochemistry, geodynamics, East Asia, Umlekan-Ogodzha belt, Khingan-Okhotsk belt

ВВЕДЕНИЕ

Умлекано-Огоджинский вулканоплутонический пояс [Сухов, 1979; Парфенов, 1984; Геологическая карта..., 1999; Парфенов и др., 2003] является одной из наиболее крупных мезозойских структур Восточной Азии. По существующим представлениям он прослеживается в виде обширных вулканических полей и интрузивных тел в субширотном направлении более чем на 500 км вдоль границы Амурского супертеррейна и восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса (рис. 1). Достаточно распространена точка зрения, согласно которой Умлекано-Огоджинский вулканоплутонический пояс является продолжением Большехинганского, образуя единый Восточно-Азиатский вулканогенно-плутогенный мегаареал [Геологическая карта..., 1999; Гордиенко и др., 2000].

В строении рассматриваемого пояса обычно выделяются две зоны — западная (Умлеканская) и восточная (Огоджинская) [Мартынюк и др., 1990]. Закономерностям проявления магматизма этого пояса посвящена обширная литература [Сахно, 1976, 2001; Сухов, 1979; Вулканические пояса..., 1984; Парфенов, 1984; Мартынюк и др., 1990; Тихоокеанская окраина..., 1991; Геологическая карта..., 1999; Гордиенко и др., 2000; Геодинамика..., 2006], при этом вопросы корреляции магматических комплексов двух указанных зон вплоть до настоящего времени остаются нерешенными, что обусловлено в первую очередь отсутствием надежных геохронологических, геохимических данных.

В последнее время были выполнены $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронологические и геохимические исследования вулканических и интрузивных комплексов западного фланга Умлекано-Огоджинского пояса [Sorokin, Ponomarchuk, 2002; Сорокин и др., 2003, 2004б; Сотников и др., 2007]. Восточный фланг пояса в этом отношении оставался не изученным в должной мере, хотя исключительно важное значение имеют полу-

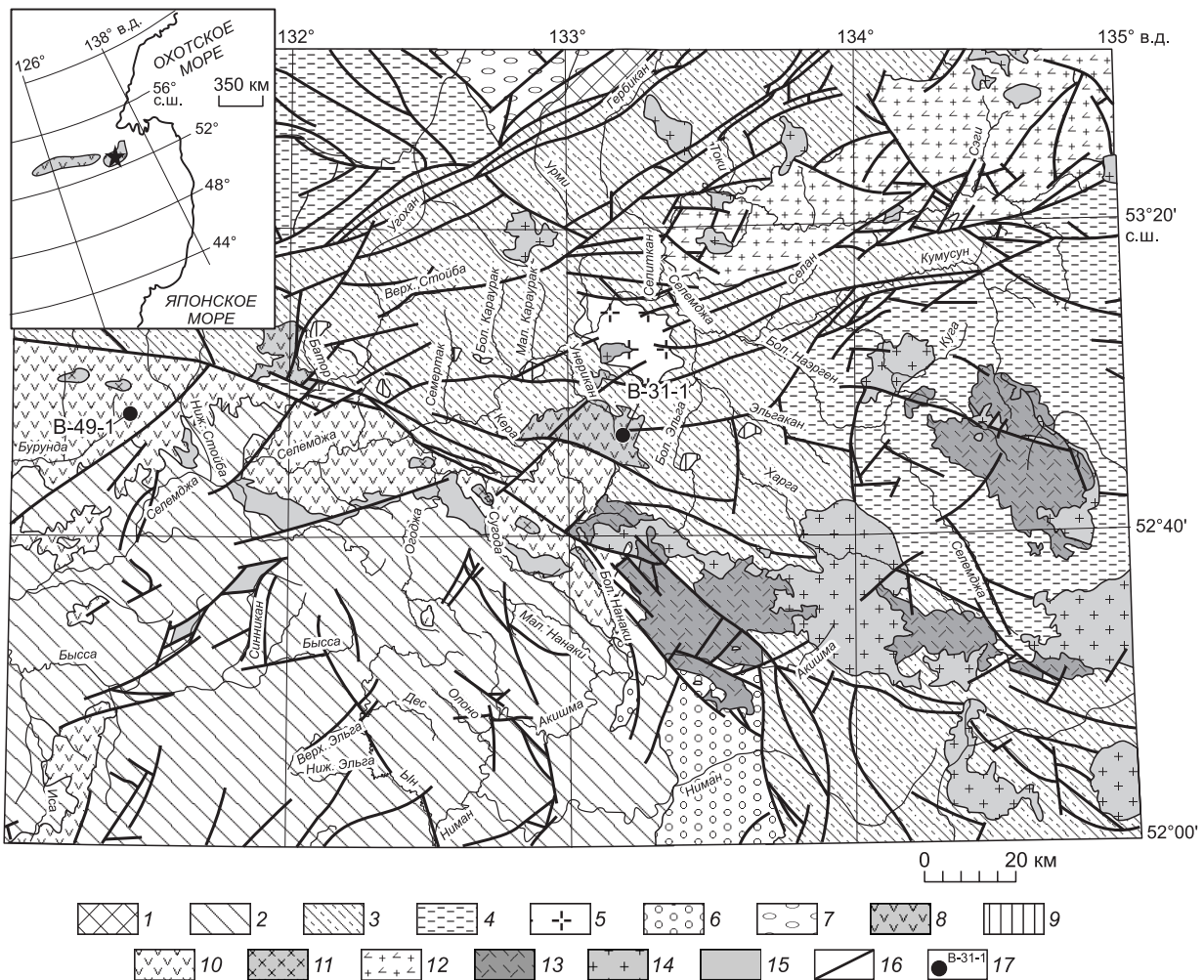


Рис. 1. Геологическая схема восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса и его обрамления с наложенными вулканическими и интрузивными комплексами, по [Геологическая карта..., 1999; Агафоненко, 2001] с упрощениями авторов.

1, 2 — структуры обрамления восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса: 1 — южная окраина Северо-Азиатского кратона, 2 — палеозойские и раннемезозойские интрузивные комплексы Буреинского (Туранского) террейна; 3, 4 — террейны в составе Монголо-Охотского складчатого пояса, сложенные флишеидными, вулканогенными, кремнистыми образованиями: 3 — нижнего, среднего и верхнего палеозоя, 4 — нижнего мезозоя; 5 — позднепалеозойские гранитоиды восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса; 6–13 — мезозойские наложенные перекрывающие комплексы: 6 — средне- и позднеюрские терригенные комплексы Буреинского прогиба, 7 — средне- и позднеюрские терригенные комплексы Удского прогиба, 8 — раннемеловые вулканические образования преимущественно среднего состава унериканского комплекса, 9 — раннемеловые субвулканические образования преимущественно кислого состава унериканского комплекса, 10 — раннемеловые вулканические образования среднеосновного состава бурундинского комплекса, 11 — раннемеловые гранитоиды бургалинского комплекса; 12 — раннемеловые вулканические образования преимущественно кислого состава селитканского комплекса, 13 — позднемеловые вулканические образования преимущественно кислого состава эзопского, ям-алинского комплексов; 14 — ранне- и позднемеловые гранитоиды селитканского, эзопского, ям-алинского, харгинского комплексов; 15 — кайнозойские рыхлые отложения; 16 — разломы; 17 — место отбора образца для геохронологических исследований и его номер.

На врезке схематически показан контур Умлекано-Огоджинского вулканоплутонического пояса, звездочкой — район исследования.

ченные С.В. Рассказовым [2003] результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования пород бурундинской свиты. В настоящей статье авторами приводятся результаты геохимических и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронологических исследований вулканических пород бурундинского и унериканского вулканических комплексов, которые позволяют в полной мере сопоставить временные уровни и характер магматизма восточного и западного флангов Умлекано-Огоджинского пояса.

СУЩЕСТВУЮЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О СТРОЕНИИ ВОСТОЧНОГО ФЛАНГА УМЛЕКАНО-ОГОДЖИНСКОГО ПОЯСА

Под восточным флангом Умлекано-Огоджинского пояса понимается ареал меловых вулканогенных пород и интрузий, прослеживающихся вдоль границы северной части Буреинского (Туранского) террейна и восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса. В его строении вплоть до недавнего времени выделялись раннемеловые бурундинский вулканический и меунский интрузивный комплексы преимущественно среднего и среднеосновного составов [Мартынюк и др., 1990]. При этом отмечалось, что вулканические покровы, залегающие на палеозойских образованиях Монголо-Охотского складчатого пояса (бассейн р. Унерикан), отличаются от типичных разрезов вулканических полей, перекрывающих северную часть Буреинского террейна, присутствием кислых вулканических пород [Мартынюк и др., 1990].

В последние годы в строении восточного фланга Умлекано-Огоджинского пояса выделены раннемеловые унериканский андезит-риолитовый, бурундинский андезитовый, карауракский диоритовый и ранне- и позднемеловой бургалинский диорит-гранодиоритовый комплексы [Агафоненко, 2001]. Ниже приводится их краткое описание по материалам С.Г. Агафоненко [Агафоненко, 2001], в определенной степени дополненное собственными наблюдениями авторов.

Унериканский андезит-риолитовый комплекс представлен преимущественно средними, реже умеренно кислыми и кислыми породами — андезитами, дацитовыми андезитами, риолитами. Вулканиды слагают два крупных вулканических поля — Иканское и Унериканское, а также серию небольших разрозненных тел среди палеозойских и юрских образований восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса (см. рис. 1). Возрастное положение этого комплекса является предметом дискуссий. Известно, что комплекс флористических остатков в вулканомиктовых отложениях указывает на позднеюрский—раннемеловой возраст отложений, а таксономический состав палинокомплекса — на средне- и позднеюрский. Приводимые же в литературе результаты геохронологических исследований, выполненные К-Аг методом, трудно признать убедительными, тем не менее возраст комплекса в настоящее время принят раннемеловым.

Бурундинский андезитовый комплекс сложен андезитами, базальтовыми андезитами, реже базальтами, дацитами, которые формируют Большекерское, Гербикианское, Селемджинское вулканические поля и многочисленные отдельные вулканические структуры в пределах северной окраины Буреинского террейна (см. рис. 1).

Нижняя возрастная граница рассматриваемых вулканитов определяется по залеганию их на валанжин-готеривских отложениях огоджинской свиты. Споропыльцевые комплексы и флора, содержащиеся в вулканомиктовых отложениях, свидетельствуют об их раннемеловом возрасте. Известные датировки (101—125 млн лет), выполненные К-Аг методом, не противоречат этому, но и не уточняют возрастное положение вулканитов. Наконец, в результате $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопного датирования для трех образцов получены согласующиеся между собой значения возраста в узком интервале 108—105 млн лет [Расказов и др., 2003], соответствующие альбу и являющиеся, по-видимому, наиболее корректной оценкой возраста вулканического комплекса.

Карауракский диоритовый комплекс представлен штоками и дайками диоритов, кварцевых диоритов, габбродиоритов, монцодиоритов, кварцевых монцодиоритов, диоритовых порфиритов, кварцевых диоритовых порфиритов. Дайки имеют мощность 0,5—2 м, северо-восточное или субмеридиональное простирание, прослеживаясь до 500 м, реже до 1,5—2 км. Штоки обычно бывают овальной формы, иногда вытянутой в северо-восточном направлении диаметром 30—60 м, редко до 100 м. Учитывая небольшие размеры тел, на схеме (см. рис. 1) они не показаны. Рассматриваемые интрузии прорывают палеозойские осадочные комплексы восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса. Возрастное положение пород комплекса неопределенное. Известно, что они прорывают субвулканические породы унериканского(?) комплекса и, в свою очередь, прорваны интрузиями позднемелового(?) селитканского комплекса. Приводимые К-Аг датировки варьируют в широких пределах (104—135 млн лет) и не вносят ясности в данный вопрос. В настоящее время принят раннемеловой возраст карауракского комплекса, хотя условность такого решения достаточно очевидна.

Бургалинский диорит-гранодиоритовый комплекс представлен штокообразными интрузиями преимущественного гранитоидного состава. В составе комплекса выделяются две фазы: первая — кварцевые диориты, диориты, кварцевые монцодиориты порфиридные, вторая — гранодиориты, граниты, кварцевые диоритовые порфириты, гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры. Породы первой фазы слагают небольшие (до 2 км²) штокообразные тела, а гранитоиды второй фазы формируют петротипический Бургалинский массив площадью до 25 км² и ряд более мелких, а также представлены дайками. Интрузии, относимые к рассматриваемому комплексу, проявлены вдоль северной окраины Буреинского террейна и пространственно ассоциируют с бурундинским андезитовым комплексом (см. рис. 1), при этом они прорывают и ороговиковывают указанные вулканиты. Для гранодиоритов второй фазы Бургалинского мас-

сива получена оценка возраста 109 ± 2 млн лет (Rb-Sr метод), в силу чего принят раннемеловой возраст этого комплекса.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что упомянутые магматические комплексы имеют, без сомнения, раннемеловой возраст. Тем не менее в настоящее время этого уже недостаточно для корректной корреляции проявления магматической активности в пределах восточной окраины Азии. В этой связи нами были выполнены геохронологические ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод) и геохимические исследования вулканических пород бурундинского и унериканского вулканических комплексов, результаты которых приведены в данной публикации.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

Исследования химического состава. Определение содержаний главных элементов в породах выполнено рентгенофлуоресцентным методом в Институте геологии и природопользования ДВО РАН (г. Благовещенск, аналитики А.А. Зеневич, Е.В. Ушакова), а содержаний элементов-примесей — методом ICP MS (PЗЭ, Sc, Ga, Ge, Rb, Cs, Ba, Pb, Y, Hf, Nb, Ta, Th, U) в Институте аналитического приборостроения РАН (г. Санкт-Петербург, аналитик А.В. Николаев).

Гомогенизация порошковых проб для рентгенофлуоресцентного анализа выполнялась путем сплавления со смесью метабората и тетрабората лития в муфельной печи при $1050\text{—}1100$ °С. Измерения проводились на рентгеновском спектрометре Pioneer 4S (Брукер, Германия). Величины интенсивности аналитических линий корректировались на фон, эффекты поглощения и вторичной флуоресценции. Вскрытие образцов для определения содержаний элементов-примесей методом ICP MS осуществлялось с помощью методики кислотного разложения в микроволновой печи. Измерения проводились на приборе PlasmaQuad фирмы VG Elemental в стандартном режиме. Калибровка чувствительности прибора по всей шкале масс производилась по многоэлементному стандартному раствору редкоземельных элементов фирмы Matthew Johnson. Относительная погрешность определений составляет $3\text{—}10$ %.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопно-геохронологические исследования выполнены в Институте геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск, аналитики А.В. Травин, В.А. Пономарчук). Выделение аргона из образцов проводили методом ступенчатого прогрева по методике, опубликованной в работах [Пономарчук и др., 1998; Лепезин и др., 2006]. Навески образцов совместно с мусковитом МСА-11 (K/Ar возраст 313 млн лет) и биотитом LP-6 (возраст 128.1 млн лет), используемыми в качестве мониторов, заворачивали в алюминиевую фольгу, помещали в кварцевую ампулу и после откачки из нее воздуха запаивали. Затем пробы облучали в кадмированном канале научного ВВР-К реактора в Научно-исследовательском институте ядерной физики (г. Томск). Градиент нейтронного потока не превышал 0.5 % в размере образца. Эксперименты по ступенчатому прогреву проводили в кварцевом реакторе с печью внешнего прогрева. Холостой опыт по определению ^{40}Ar (10 мин при 1200 °С) не превышал $5 \cdot 10^{-10}$ нсм³. Очистку аргона производили с помощью Ti и ZrAlSAES геттеров. Изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре Noble Gas 5400 фирмы Микромасс (Англия). Ошибки измерений соответствуют интервалу $\pm 1\sigma$. Для коррекции на изотопы ^{36}Ar , ^{37}Ar , ^{40}Ar , полученные при облучении Ca, K, использовали следующие коэффициенты: $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0.000730 \pm 0.000026$, $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0.000320 \pm 0.000021$, $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{K}} = 0.0641 \pm 0.0001$. Перед измерениями производили предварительную дегазацию образцов при температуре 300 °С. Особое внимание уделялось контролю фактора изотопной дискриминации с помощью измерения порции очищенного атмосферного аргона. Среднее значение отношения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ на период измерений составило 296.5 ± 0.5 . При интерпретации возрастных спектров использовали критерии, предложенные авторами публикаций [Fleck et al., 1977; Gustafson et al., 2001].

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ, ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД БУРУНДИНСКОГО И УНЕРИКАНСКОГО КОМПЛЕКСОВ

Петрографическая характеристика рассматриваемых пород достаточно подробно приведена в работах [Сахно, 1976, 2001; Вулканические пояса..., 1984; Агафоненко, 2001; Геодинамика..., 2006], в связи с чем ниже показаны лишь основные петрографические особенности изученных образцов обоих вулканических комплексов.

Базальты и базальтовые андезиты представлены темно-серыми до черных порфиоровыми или афировыми породами. В порфиоровых разностях вкрапленники размером $1.0\text{—}2.5$ мм сложены зональным лабрадором или андезином, ромбическим и моноклинным пироксенами, иногда оливином. Основная масса состоит из плагиоклаза, пироксена, вулканического стекла, реже оливина. В большинстве образцов ее структура гиалопилитовая или интерсертальная. Вторичные минералы представлены серицитом, хлоритом, серпентином, акцессорные — апатитом, магнетитом.

Андезиты представлены темно-серыми, черными, темно-зелеными порфиоровидными породами. По составу темноцветных вкрапленников, размер которых составляет $1.5\text{—}3.0$ мм, можно выделить дву-

Таблица 1. Химический состав представительных образцов вулканических и субвулканических пород унериканского и бурудинского комплексов

Компонент	В-43	С-971-1	С-976-2	С-976-1	С-975-1	С-976	В-30-1	С-975	В-31-1	В-29-1
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂ , мас.%	59.59	59.81	61.60	61.61	62.61	62.62	62.76	62.82	62.97	63.77
TiO ₂	0.81	0.63	0.51	0.52	0.47	0.53	0.37	0.47	0.46	0.50
Al ₂ O ₃	16.93	16.01	17.55	17.36	15.55	17.63	14.59	15.53	15.47	15.15
Fe ₂ O ₃	7.45	6.09	4.59	4.71	4.50	5.03	3.93	4.39	5.17	4.18
MnO	0.13	0.08	0.11	0.08	0.08	0.10	0.07	0.08	0.09	0.07
MgO	3.38	3.94	1.07	1.30	2.71	1.38	2.69	2.45	3.03	0.85
CaO	5.68	4.94	4.76	3.96	4.45	4.71	3.86	4.45	4.51	4.24
Na ₂ O	3.36	2.6	3.49	3.93	3.22	3.55	2.68	3.12	3.36	3.07
K ₂ O	2.07	2.18	1.88	1.81	2.31	1.25	1.72	2.30	2.40	2.56
P ₂ O ₅	0.17	0.13	0.16	0.16	0.11	0.17	0.11	0.10	0.11	0.12
П.п.п.	0.37	2.56	3.26	4.70	3.06	3.14	7.14	3.41	2.39	5.39
Сумма	99.94	98.97	98.97	100.14	99.07	100.12	99.92	99.13	99.96	99.90
Rb, г/г	65	100	66	40	78	40	56	92	76	78
Sr	273	283	341	188	243	295	140	249	149	163
Ba	359	431	392	328	391	428	295	425	381	477
La	19.19	22.21	18.66	16.14	17.22	19.19	11.35	16.13	16.71	30.79
Ce	45.33	48.62	40.51	35.57	40.31	41.50	24.28	35.51	37.86	66.55
Pr	4.94	5.73	5.21	4.46	4.33	5.17	2.91	4.70	4.04	7.29
Nd	19.01	23.80	19.61	17.48	17.37	22.35	11.10	17.81	15.31	26.46
Sm	4.00	4.45	3.95	3.21	3.32	4.09	2.44	3.08	3.04	4.70
Eu	0.95	1.02	0.86	0.80	0.86	1.04	0.58	0.81	0.65	1.01
Gd	3.59	3.97	3.53	2.95	2.98	3.87	2.26	3.02	2.77	3.88
Tb	0.64	0.58	0.57	0.50	0.47	0.59	0.37	0.45	0.42	0.59
Dy	3.45	3.30	3.21	2.75	2.28	3.76	1.81	2.47	2.34	3.12
Ho	0.80	0.70	0.61	0.60	0.50	0.78	0.31	0.49	0.45	0.63
Er	2.26	1.76	1.79	1.57	1.32	1.95	0.92	1.15	1.22	1.76
Tm	0.33	0.33	0.38	0.30	0.19	0.35	0.12	0.20	0.17	0.25
Yb	2.35	1.95	1.99	1.75	1.32	2.15	0.76	1.30	1.29	1.83
Lu	0.37	0.26	0.29	0.29	0.18	0.32	0.11	0.17	0.17	0.27
Y	27	20	19	16	14	20	16	14	16	22
Th	7.1	9.39	6.96	6.90	7.43	7.06	5.2	8.22	7.1	10.3
U	2.05	1.66	1.58	1.17	2.74	1.92	3.66	2.06	2.81	1.89
Zr	189	169	178	176	120	176	120	120	124	178
Hf	4.15	4.16	4.14	4.22	3.03	4.49	2.14	3.00	2.66	1.68
Nb	8	8	9	9	8	9	9	7	7	11
Ta	0.72	0.63	0.63	0.56	0.66	0.61	1.17	0.69	0.74	0.64
Sc	13	24	8	6	10	1.0	9	12	9	8
V	160	154	32	30	69	32	60	72	56	36
Cr	120	190	43	36	83	50	123	139	217	185
Co	17	27	12	13	16	12	13	16	13	8
Ni	36	50	13	14	67	13	51	66	49	11

Компонент	В-28	В-29-2	С-977	С-977-1	С-971	В-38-4	В-38-3	В-49-1	С-978	С-978-1	В-38-5	В-38
	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO ₂ , мас.%	70.30	74.18	74.40	74.75	76.94	46.93	51.35	55.89	57.20	57.32	58.60	59.15
TiO ₂	0.28	0.02	0.01	0.01	0.05	0.85	1.32	0.76	0.64	0.64	0.65	1.13
Al ₂ O ₃	14.79	14.16	14.49	14.76	13.73	15.59	17.23	17.16	15.84	16.03	15.42	16.41
Fe ₂ O ₃	3.22	2.03	0.90	0.73	0.52	6.86	9.55	6.81	6.49	6.24	6.67	7.08

Компонент	В-28	В-29-2	С-977	С-977-1	С-971	В-38-4	В-38-3	В-49-1	С-978	С-978-1	В-38-5	В-38
	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
MnO	0.06	0.04	0.02	0.01	0.01	0.16	0.16	0.08	0.12	0.11	0.11	0.08
MgO	0.66	0.06	0.07	0.06	0.14	4.32	2.89	2.99	4.72	4.32	7.17	2.61
CaO	1.71	0.81	0.99	0.21	0.16	12.52	9.10	8.28	6.28	6.35	5.81	4.89
Na ₂ O	3.54	3.48	3.67	3.88	3.62	2.99	2.41	3.35	2.96	2.96	2.91	3.92
K ₂ O	3.66	4.57	4.12	4.51	3.27	0.86	1.02	1.52	1.46	1.44	1.22	2.81
P ₂ O ₅	0.08	0.04	0.03	0.03	0.02	0.13	0.30	0.18	0.13	0.13	0.12	0.28
П.п.п.	1.12	0.53	0.70	1.17	1.49	8.80	4.55	2.94	2.86	2.92	4.32	1.60
Сумма	99.94	99.92	99.38	100.12	99.95	100.00	99.88	99.96	98.70	98.45	100.00	99.96
Rb, г/т	117	116	168	179	171	36	27	20	45	47	37	81
Sr	178	174	83	61	105	261	302	418	385	447	242	230
Ba	595	455	298	278	649	250	218	443	335	360	350	539
La	26.32	25.38	8.79	7.72	13.67	16.59	17.00	14.81	12.17	12.55	14.96	31.90
Ce	59.60	56.44	19.80	16.89	28.55	38.57	36.80	31.09	27.78	29.46	33.30	66.70
Pr	6.27	6.03	2.47	2.09	3.28	4.55	4.84	3.92	3.54	3.79	3.89	7.51
Nd	24.41	22.54	10.23	7.83	12.12	17.69	20.68	15.88	14.11	17.65	15.00	27.46
Sm	4.46	4.24	2.47	2.15	2.17	4.14	4.29	3.23	3.36	3.37	3.62	5.15
Eu	0.79	0.81	0.32	0.24	0.58	0.97	1.22	0.96	0.75	0.93	0.83	1.27
Gd	3.98	3.98	2.18	1.31	1.10	4.22	4.28	3.22	3.15	3.34	2.93	4.90
Tb	0.61	0.59	0.20	0.18	0.11	0.71	0.71	0.57	0.52	0.43	0.5	0.80
Dy	3.16	3.02	0.52	0.43	0.18	4.32	4.31	3.22	2.79	2.90	2.78	4.61
Ho	0.56	0.62	0.05	0.03	0.01	0.90	0.95	0.71	0.56	0.61	0.61	0.87
Er	1.52	1.43	0.14	0.09	0.03	2.34	2.55	2.02	1.49	1.73	1.64	2.49
Tm	0.22	0.23	0.01	0.01	0.01	0.35	0.36	0.26	0.31	0.28	0.31	0.37
Yb	1.32	1.27	0.09	0.07	0.04	2.24	2.26	1.86	1.69	1.60	1.82	2.18
Lu	0.20	0.20	0.02	0.02	0.00	0.34	0.35	0.27	0.20	0.21	0.28	0.35
Y	20	16	2.5	1.1	0.5	21	31	18	16	16	21	31
Th	10.90	10.01	7.40	5.28	7.20	4.28	3.40	4.97	3.39	5.18	4.84	7.70
U	2.07	4.05	1.61	1.08	2.58	1.14	0.88	1.61	1.38	1.19	1.21	2.20
Zr	136	118	45	44	62	134	169	115	114	113	121	246
Hf	2.04	2.12	1.94	2.04	2.50	3.72	3.50	3.22	2.82	3.50	3.19	5.58
Nb	9	8.25	12	12	14	4	5	5	6	6	4	9
Ta	0.87	0.71	1.18	1.21	0.77	0.48	0.39	0.49	0.34	0.43	0.50	0.72
Sc	7	7.34	0.7	0.7	0.9	24	20	14.86	16	20	21	15
V	17	2.6	5.5	0.8	4.8	177	213	145	128	149	114	169
Cr	153	54	42	34	43	101	49	123	166	186	105	63
Co	5	0.8	0.6	0.4	0.9	22	23	18	22	24	19	16
Ni	10	11	0.8	0.3	1.7	30	23	63	63	68	20	34

Примечание. Унериканский комплекс: 1—10 — андезиты; 11—15 — риолиты; бурундинский комплекс: 16—18 — базальты, базальтовые андезиты; 19—22 — андезиты. Fe₂O₃ — общее железо.

пироксеновые и роговообманковые (пироксен-роговообманковые) разновидности. В первой — порфировые выделения представлены андезином или лабрадором, моноклинным и ромбическим пироксенами, редко оливином, во второй — андезином, роговой обманкой и ромбическим пироксеном. Основная масса — гиалопилитовая или интерсертальная, реже пилотакситовая. Она состоит из микролитов плагиоклаза, редких зерен моноклинного пироксена и вулканического стекла. Вторичные минералы представлены карбонатом, серицитом, хлоритом, эпидотом, акцессорные — цирконом, апатитом, сфеном.

Кислые породы, включаемые в унериканский комплекс, представлены риолитами, трахириолитами, реже риодацитами и дацитами [Агафоненко, 2001]. Вкрапленники в риолитах, трахириолитах, риодацитах, занимающие 15—30 % объема пород, представлены плагиоклазом, кварцем, калиевым полевым шпатом, реже биотитом, в единичных случаях гранатом; в дацитах, помимо указанных элементов, встре-

Рис. 2. Диаграмма SiO_2 — $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ [Le Bas et al., 1986] для пород унериканского и бурундинского комплексов.

1, 2 — андезиты и риолиты унериканского комплекса соответственно, 3, 4 — базальты, базальтовые андезиты и андезиты бурундинского комплекса соответственно.

чается роговая обманка. Размер вкрапленников редко превышает 2—3 мм. Плаггиоклаз по своему составу отвечает альбиту, олигоклазу, калиевый полевой шпат — санидину. Основная масса сложена плаггиоклазом, кварцем, калиевым полевым шпатом, биотитом, роговой обманкой и имеет микрогранитовую, реже аллотриоморфно-зернистую структуру. Вторичные минералы представлены карбонатом, серицитом, пелитом, хлоритом, эпидотом, акцессорные — цирконом, апатитом, сфеном, ильменитом.

Химический состав представительных образцов вулканических пород, включаемых в бурундинский и унериканский комплексы, приведен в табл. 1. По соотношению SiO_2 (45.9—63.8 мас.%), суммы щелочей $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 3.4$ —5.8 мас.%, $\text{K}_2\text{O} = 0.9$ —2.6 мас.%, по классификации [Le Bas et al., 1986], породы основного и среднего составов за исключением единственного образца относятся к базальтам, базальтовым андезитам и андезитам низкокальциевой известково-щелочной серии (рис. 2, 3).

Им свойственны низкие содержания TiO_2 (0.4—1.3 мас.%), умеренные Al_2O_3 (15.2—16.0 мас.%, реже до 17.6 мас.%). Величина FeO^*/MgO варьирует в достаточно широком диапазоне — от 1.4 до 4.4, и в координатах FeO^*/MgO — SiO_2 (критерий А. Миаширо) [Miyashiro, 1974] фигуративные точки составов лежат вблизи линии, разграничивающей толеитовые и известково-щелочные составы (рис. 4). Важно отметить, что в роговообманковых (пироксен-роговообманковых) разновидностях этот диапазон обычно более компактен — 1.4—1.6. Распределение редкоземельных элементов в породах среднего состава слабо- и умеренно дифференцированное $(\text{La}/\text{Yb})_n = 5.5$ —8.9, редко до 11.4; характерна незначительная отрицательная европиевая аномалия $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.6$ —0.8 (рис. 5). График нормированных к примитивной мантии содержаний элементов (рис. 6) иллюстрирует умеренное обогащение пород Rb, Ba, Th, U, LREE при относительном дефиците Nb, Ta, P, Ti. Характерной особенностью рассматриваемых пород являются также повышенные содержания Ni, Co, Cr, V (см. табл. 1).

Кислые породы, относимые к унериканскому комплексу и представленные в авторской коллекции, по соотношению SiO_2 (70.3—76.9 мас.%), суммы щелочей $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 8.4$ —6.9 %, $\text{K}_2\text{O} = 3.3$ —4.6 %, относятся к высококальциевой известково-щелочной серии (рис. 2).

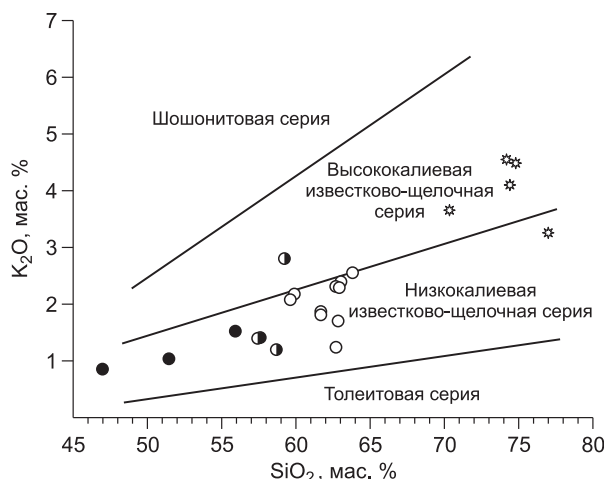


Рис. 3. Диаграмма SiO_2 — K_2O [Le Bas et al., 1986] для пород унериканского и бурундинского комплексов.

Усл. обозн. см. на рис. 2.

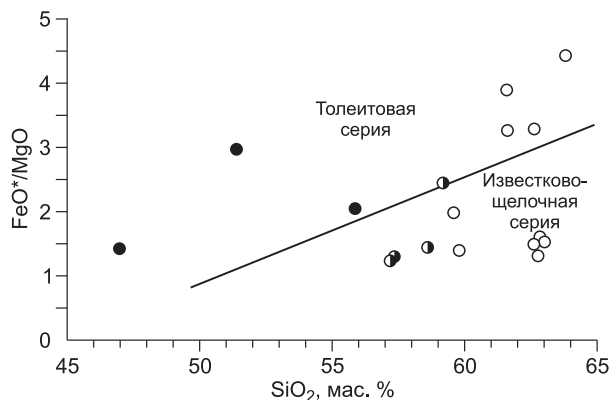
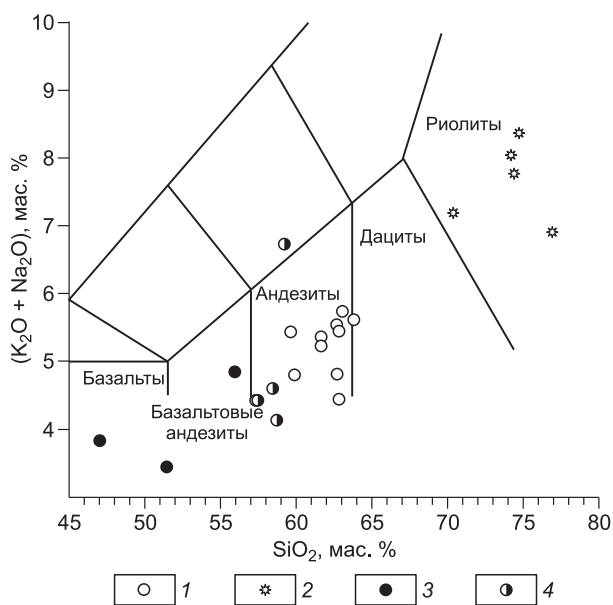


Рис. 4. Диаграмма SiO_2 — FeO^*/MgO [Miyashiro, 1974] для пород основного, среднеосновного и среднего составов унериканского и бурундинского комплексов.

Усл. обозн. см. на рис. 2.

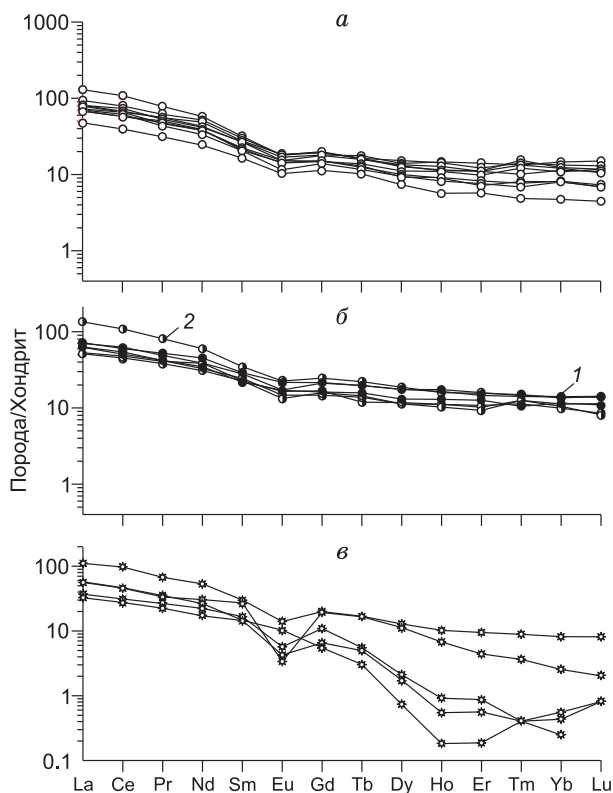


Рис. 5. Графики распределения редкоземельных элементов для пород унериканского и бурундинского комплексов.

а — андезиты бурундинского комплекса; *б* — базальты, базальтовые андезиты (1) и андезиты (2) унериканского комплекса; *в* — риолиты унериканского комплекса. Состав хондрита, по [McDonough, Sun, 1995].

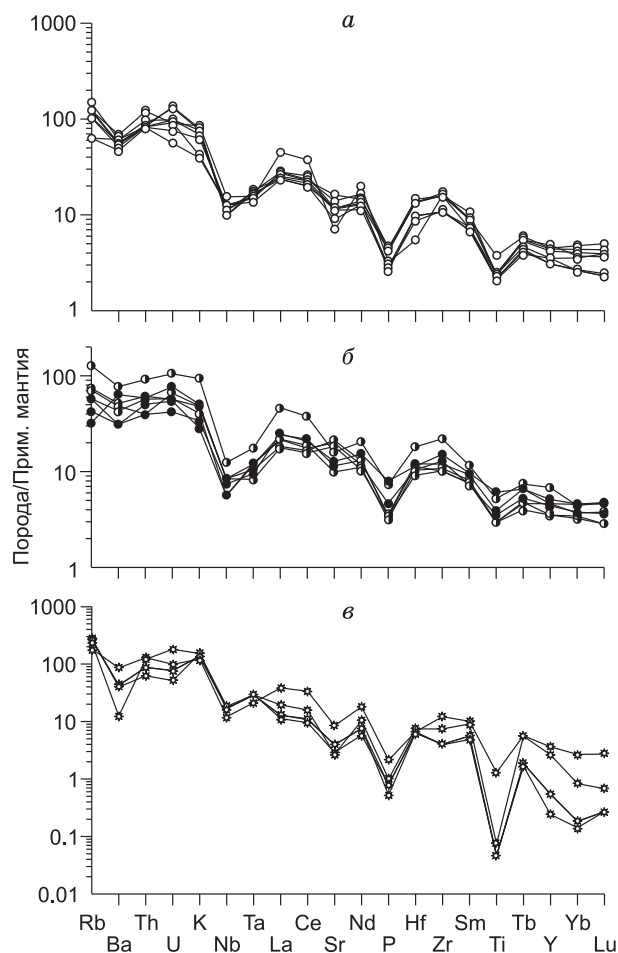


Рис. 6. Графики распределения литофильных элементов для пород унериканского и бурундинского комплексов.

Усл. обозн. см. на рис. 5. Состав примитивной мантии, по [Sun, McDonough, 1989].

по классификации [Le Bas et al., 1986], относятся к риолитам, высококалийным известково-щелочной серии (см. рис. 2, 3). Они характеризуются высокими содержаниями глинозема и коэффициента ASI (индекс насыщенности алюминием) >1.09 — 1.41 , на основании чего могут быть классифицированы как перглиноземистые. Распределение лантаноидов в этих породах существенно зависит от уровня кремнекислотности. При содержании $\text{SiO}_2 = 70.3$ мас.% оно характеризуется умеренным преобладанием нормированных содержаний легких редких земель над тяжелыми $(\text{La}/\text{Yb})_n = 13.5$ и хорошо выраженной отрицательной европиевой аномалией $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.56$ (см. рис. 5). В более кислых разностях уровень концентраций лантаноидов (в первую очередь — легких) падает, а дефицит европия растет. Это хорошо видно на графиках и выражается величинами соответствующих отношений $(\text{La}/\text{Yb})_n = 22.1$ — 74.9 и $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.1$ — 0.4 . В целом рассматриваемые породы характеризуются обогащением крупноионными литофильными элементами (K, Rb, Ba, Th, U, LREE, при относительном дефиците Nb, Ta, Hf, Zr, Sr, P, Ti (см. табл. 1, рис. 6).

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Изотопно-геохронологические исследования выполнены для пород обоих исследуемых комплексов.

Для основной массы андезита унериканского комплекса (обр. В-31-1), отобранного в центральной части одноименного вулканического поля (см. рис. 1), получены согласующиеся значения возраста по плато 102.1 ± 1.4 млн лет (96.1 % выделенного ^{39}Ar) при интегральном возрасте 102.1 ± 1.1 млн лет. Тожд-

Т а б л и ц а 2. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования матрикса андезита унериканского (обр. В-31-1) и базальтового андезита бурундинского (обр. В-49-1) вулканических комплексов методом ступенчатого прогрева

Ступень	$T, ^\circ\text{C}$	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\Sigma(^{39}\text{Ar}), \%$	Возраст, млн лет ($\pm 1\sigma$)
Обр. В-31-1, $J = 0.003653 \pm 0.000035$							
1	500	1435.6 \pm 18.4	1.08 \pm 0.08	1.85 \pm 0.82	4.83 \pm 0.06	0.638	59.5 \pm 24.5
2	550	202.8 \pm 0.7	0.159 \pm 0.005	0.214 \pm 0.213	0.620 \pm 0.004	1.84	125.0 \pm 6.6
3	600	76.01 \pm 0.19	0.067 \pm 0.003	0.077 \pm 0.076	0.205 \pm 0.002	5.18	99.7 \pm 4.6
4	650	34.94 \pm 0.06	0.031 \pm 0.002	0.019 \pm 0.019	0.062 \pm 0.002	10.6	105.6 \pm 3.5
5	700	33.82 \pm 0.06	0.032 \pm 0.002	0.128 \pm 0.056	0.060 \pm 0.002	18.2	102.8 \pm 3.2
6	750	30.83 \pm 0.03	0.030 \pm 0.001	0.154 \pm 0.027	0.052 \pm 0.001	28.3	99.5 \pm 1.8
7	800	25.22 \pm 0.02	0.028 \pm 0.001	0.109 \pm 0.017	0.031 \pm 0.001	38.6	103.3 \pm 1.9
8	850	22.78 \pm 0.02	0.028 \pm 0.001	0.098 \pm 0.045	0.024 \pm 0.001	49.6	100.9 \pm 1.7
9	900	22.88 \pm 0.02	0.032 \pm 0.001	0.022 \pm 0.022	0.023 \pm 0.001	64.4	103.6 \pm 1.8
10	950	21.11 \pm 0.1	0.035 \pm 0.001	0.024 \pm 0.023	0.017 \pm 0.001	79.7	102.7 \pm 1.4
11	1000	19.91 \pm 0.02	0.039 \pm 0.001	0.076 \pm 0.039	0.014 \pm 0.001	90.8	101.2 \pm 2.1
12	1050	20.25 \pm 0.02	0.053 \pm 0.002	0.030 \pm 0.031	0.014 \pm 0.002	95.6	103.9 \pm 4.1
13	1150	23.26 \pm 0.05	0.091 \pm 0.003	0.378 \pm 0.123	0.027 \pm 0.02	100.0	97.9 \pm 3.7
Обр. В-49-1, $J = 0.004556 \pm 0.00005$							
1	500	23.5 \pm 1.2	0.155 \pm 0.005	1.47 \pm 1.47	0.477 \pm 0.004	2.63	183.3 \pm 8.9
2	600	16.4 \pm 0.6	0.054 \pm 0.001	1.73 \pm 0.86	0.143 \pm 0.002	10.7	130.3 \pm 4.9
3	700	13.7 \pm 0.9	0.044 \pm 0.002	3.07 \pm 0.67	0.086 \pm 0.003	20.7	109.1 \pm 7.0
4	800	13.4 \pm 0.4	0.055 \pm 0.002	1.05 \pm 0.79	0.131 \pm 0.001	30.7	106.9 \pm 3.3
5	900	13.8 \pm 0.3	0.036 \pm 0.001	0.730 \pm 0.126	0.046 \pm 0.001	52.0	110.0 \pm 2.6
6	1000	13.2 \pm 0.3	0.033 \pm 0.001	0.688 \pm 0.231	0.023 \pm 0.001	78.0	105.0 \pm 2.4
7	1125	12.5 \pm 0.2	0.039 \pm 0.001	0.611 \pm 0.180	0.026 \pm 0.001	100.0	99.9 \pm 2.2

П р и м е ч а н и е. T — температура, погрешность $\pm 2 ^\circ\text{C}$, J — параметр, характеризующий нейтронный поток.

дественная величина возраста рассчитана и в изохронном варианте, которая составила 102.2 ± 1.1 млн лет (СКВО = 1.5) при начальном отношении $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_0 = 295.3 \pm 1$ (табл. 2, рис. 7).

Для основной массы базальтового андезита бурундинского комплекса (обр. В-49-1), отобранного в восточной части Селемджинского вулканического поля (см. рис. 1), получены согласующиеся значения возраста по плато 107.3 ± 2.4 млн лет (67.3 % выделенного ^{39}Ar) при интегральном возрасте — 109.7 ± 1.7 млн лет. Близкая величина возраста рассчитана и в изохронном варианте, она составила 106.5 ± 1.2 млн лет (СКВО = 1.1) при начальном отношении $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_0 = 297 \pm 4$ (см. табл. 2, рис. 7).

Учитывая, что материал, по которому проводилось датирование, не предполагает ксеногенное происхождение или же постмагматическое преобразование, а характер спектров не указывает на наличие избыточного аргона, мы полагаем, что полученные значения являются надежными оценками возраста кристаллизации пород унериканского и бурундинского комплексов.

ОБСУЖДЕНИЕ

В результате проведенных исследований получены надежные оценки возрастов для андезита Унериканского вулканического поля одноименного комплекса (102.1 ± 1.4 млн лет) и базальтового андезита Селемджинского вулканического поля бурундинского комплекса (107.3 ± 2.4 млн лет), соответствующие в стратиграфической шкале альбу. При этом авторы не распространяют указанный возраст на риолиты, включаемые в состав унериканского комплекса, поскольку это нуждается в дополнительном обосновании. Тем не менее эти данные позволяют сопоставить возраст пород исследованных комплексов с основными этапами магматизма рассматриваемого региона.

В первую очередь следует указать на близость значений возраста, полученных нами и приводимых для андезитов Сергиленского вулканического поля бурундинского комплекса (108—105 млн лет, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод) [Рассказов и др., 2003]. В этой связи уместно отметить тождественность химического состава этих пород (см выше) и их единый ареал распространения вдоль границы северной части Бурундинского террейна и восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса, что свидетельствует в пользу их

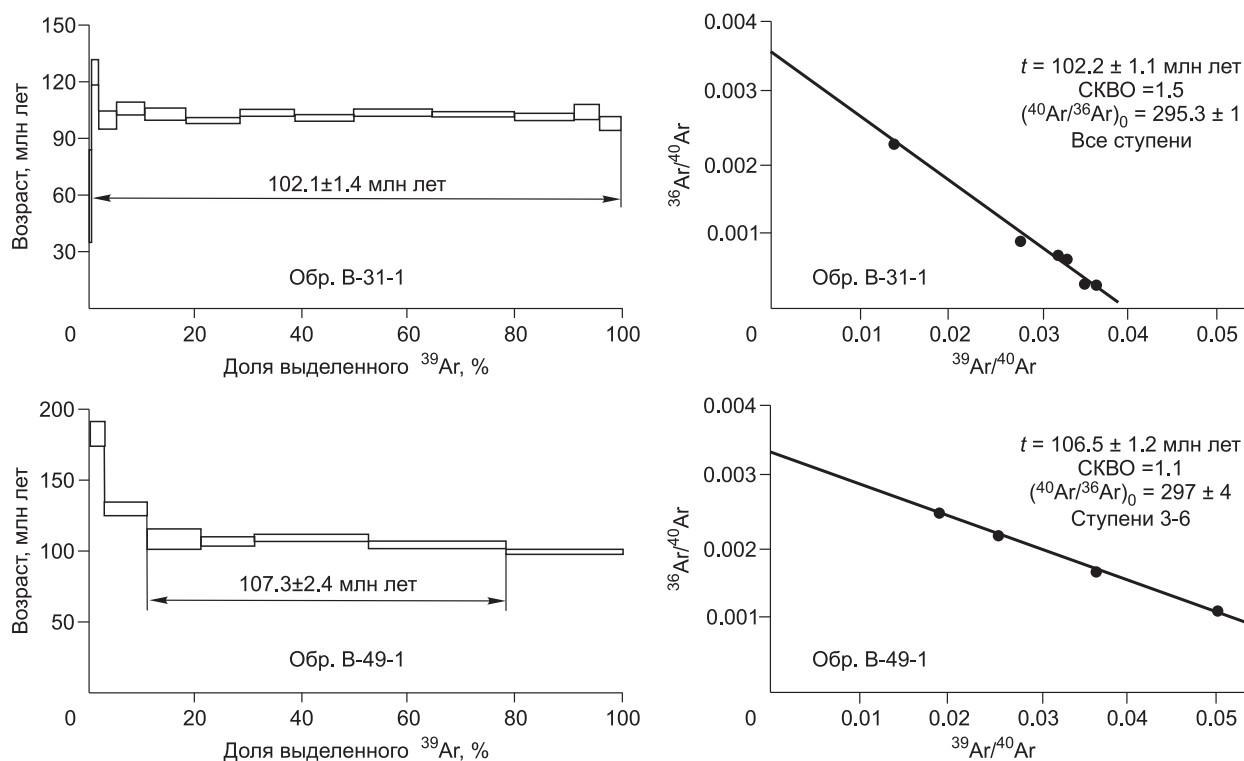


Рис. 7. Графики ступенчатого отжига и обратные изохроны для андезита унериканского комплекса (обр. В-31-1) и базальтового андезита бурундинского комплекса (обр. В-49-1).

принадлежности к единому вулканическому комплексу, как и предполагалось ранее [Мартынюк и др., 1990]. Не исключено, что вместе с интрузиями карауракского диоритового и бургалийского диорит-гранодиоритового комплексов упомянутые вулканические образования составляют единую вулканоплутоническую ассоциацию.

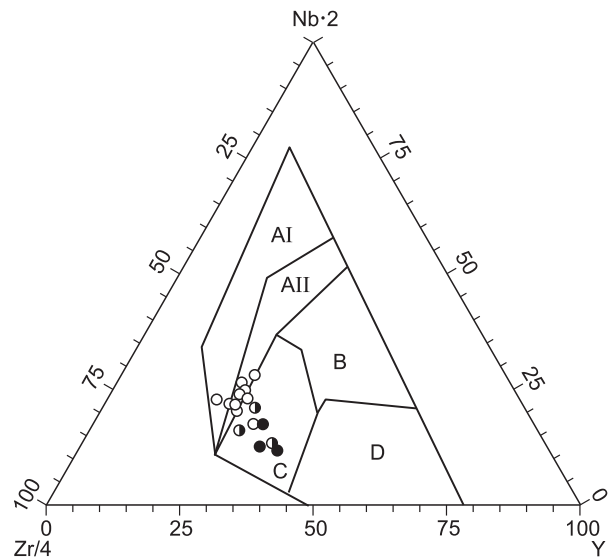
Результаты наших исследований и опубликованные ранее [Рассказов и др., 2003; Сорокин и др., 2003, 2004б; Сотников и др., 2007; Sorokin, Ponomarchuk, 2002] позволяют также коснуться вопроса корреляции магматических комплексов, относимых к Умлекано-Огоджинскому вулканоплутоническому поясу. Во введении было упомянуто, что в строении указанного пояса обычно выделяются две зоны (или два фланга) — западная (Умлеканская) и восточная (Огоджинская) [Мартынюк и др., 1990]. При этом предполагалось [Решения..., 1994], что талданская свита западного фланга пояса является одновозрастной бурундинской свите его восточного фланга. После проведения целенаправленных геохронологических исследований было установлено, что возраст андезитов талданского вулканического комплекса составляет 127—123 млн лет ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод) [Сорокин и др., 2003, 2004б; Сотников и др., 2007], что существенно древнее возраста андезитов бурундинского вулканического комплекса (108—105 млн лет) ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод, данное исследование) [Рассказов и др., 2003] и андезитов унериканского вулканического комплекса (102.1 ± 1.4 млн лет, данное исследование). Таким образом, полученные данные ставят под сомнение существовавший вариант корреляции андезитового вулканизма в пределах Умлекано-Огоджинского вулканоплутонического пояса и, вероятно, соответствующий ему вариант районирования мезозойского магматизма региона.

Важно подчеркнуть, что близкие датировки получены для некоторых гранитоидных массивов северного фланга Хингано-Охотского вулканоплутонического пояса (104.5 ± 0.9 млн лет, U-Pb метод) [Агафоненко, 2001], одного из вулканических комплексов, наложенных на Среднеамурскую впадину (106.8 ± 1.3 млн лет, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод) [Рассказов и др., 2003], базальт-андезит-дацитового комплекса (111—105 млн лет, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод) Хингано-Олонойской зоны южного фланга Хингано-Охотского пояса [Сорокин и др., 2004а, 2005]. Приведенные примеры указывают на то, что возраст андезитов унериканского вулканического комплекса близок к одному из этапов формирования Хингано-Охотского вулканоплутонического пояса.

Приведенные материалы могут свидетельствовать о том, что близширотного Умлекано-Огоджинского пояса, имеющего резко дискордантное положение по отношению к Большехинганскому и Хингано-Охотскому поясам — крупнейшим вулканоплутоническим структурам Азии, вероятно, не существует.

Рис. 8. Дискриминационная диаграмма $Zr/4-Nb \cdot 2-Y$ [Meschide, 1986] для пород основного, среднеосновного и среднего составов унериканского и бурундинского комплексов.

AI, AII — внутриплитные щелочные базальты; AII, C — внутриплитные толеиты; B — P-тип MORB; D — N-тип MORB; C, D — базальты вулканических дуг. Усл. обозн. см. на рис. 2.



Не исключено, что различные его зоны (или фланги) являются фрагментами указанных близмеридиональных структур, конформных тихоокеанской окраине.

Геодинамическая обстановка формирования мезозойского магматизма восточной окраины Азии является остро дискутируемой проблемой. Среди возможных вариантов предполагается обстановка активной континентальной окраины [Натальин, 1991; Натальин, Фор, 1991; Гордиенко и др., 2000] или же сочетание активной и трансформной континентальных окраин [Ханчук, Иванов, 1999; Ханчук, 2000]. Обратившись к петрографическим и геохимическим особенностям пород основного, среднего и среднеосновного составов бурундинского и унериканского комплексов, прежде всего, следует отметить двойственность, которая выражается в совмещении признаков, присущих породам толеитовой и известково-щелочной серий, что было отмечено ранее [Сахно, 1976, 2001; Вулканические пояса..., 1984]. Так, наряду с плагиоклаз-пироксеновой ассоциацией вкрапленников, типичной для толеитовой вулканической серии, широко представлены роговообманковые (пироксен-роговообманковые) разновидности, в большей степени свойственные известково-щелочной серии. Кроме того, практически половина исследованных образцов характеризуется высокой железистостью (см. рис. 4), присущей породам толеитовой серии, хотя по величине K_2O составы всех пород соответствуют известково-щелочной серии (см. рис. 3).

Геохимическая двойственность проявлена и в распределении химических элементов. Выше отмечалось, что рассматриваемые породы умеренно обогащены такими элементами, как Rb, Ba, Th, U, LREE, однако их концентрации ниже, чем в типичных андезитах и базальтовых андезитах активных континентальных окраин. С другой стороны, обращают на себя внимание повышенные содержания в них Ni, Co, Cr, что типично для пород рифтовых зон. Кроме того, на приведенных спайдер-диаграммах (см. рис. 6) отчетливо проявлены отрицательные аномалии Nb, Ta, что сближает составы основных, среднеосновных и средних пород обоих вулканических комплексов с вулканитами зон субдукции. В то же время по характеру распределения некоторых высокозарядных элементов они близки породам внутриплитных обстановок (рис. 8).

На основании геохимической двойственности пород основного, среднеосновного и среднего составов данного региона В.Г. Сахно указал на их сходство с примитивными андезитами активных окраин [Сахно, 2001], происхождение которых не связано с субдукционным механизмом [Kay, 1978; Keleman, 1994; Davies, Blanckenburg, 1995; Zeck et al., 1998; Moreno, Demant, 1999; Verma, 1999]. Исходя из этих особенностей пород, с одной стороны, и существующих геодинамических реконструкций [Ханчук, Иванов, 1999; Ханчук, 2000], с другой — наиболее вероятной геодинамической обстановкой формирования их считается обстановка трансформной континентальной окраины [Сахно, 2001; Геодинамика..., 2006]. Мы полагаем, что этот сценарий может быть распространен и на происхождение андезитов и базальтовых андезитов бурундинского и унериканского комплексов.

ВЫВОДЫ

1. В результате $^{40}Ar/^{39}Ar$ изотопного датирования установлен возраст андезитов унериканского комплекса (102.1 ± 1.4 млн лет) и базальтовых андезитов бурундинского комплекса (107.3 ± 2.4 млн лет).

2. Близость возрастов вулканизма основного и среднего составов унериканского и бурундинского комплексов при тождественности химических особенностей этих пород дает основание предполагать их принадлежность к одному комплексу. Не исключено, что вместе с интрузиями караурацкого диоритового и бургалийского диорит-гранодиоритового комплексов упомянутые вулканические образования составляют единую вулканоплутоническую ассоциацию.

3. Вслед за [Сахно, 2001; Геодинамика..., 2006] мы полагаем, что наиболее вероятной геодинамической обстановкой формирования пород бурундинского и унериканского комплексов является обстановка трансформной континентальной окраины.

Авторы выражают искреннюю признательность А.А. Воронцову и Н.Н. Круку за детальный анализ рукописи, обсуждение и рекомендации, позволившие улучшить качество рукописи.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (гранты 06-05-64860, 08-05-10044, 08-05-00643), Президиума ДВО РАН (гранты 06-I-ОНЗ-09, 06-II-СО-08-007).

ЛИТЕРАТУРА

Агафоненко С.Г. Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:200 000. Издание второе. Серия Тугурская. Лист N-53-XXVI / Ред. А.В. Махинин. СПб., ВСЕГЕИ, 2001.

Вулканические пояса востока Азии: геология и металлогения / Ред. А.Д. Щеглов. М., Наука, 1984, 501 с.

Геодинамика, магматизм и металлогения востока России / Ред. А.И. Ханчук. Кн. 1. Владивосток, Дальнаука, 2006, 572 с.

Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. М-б 1:2 500 000. Объяснительная записка. СПб.; ВСЕГЕИ, 1999, 135 с.

Гордиенко И.В., Климук В.С., Цюань Хень. Верхнеамурский вулканоплутонический пояс Восточной Азии (строение, состав, геодинамические условия формирования) // Геология и геофизика, 2000, т. 41 (12), с. 1655—1669.

Лепезин Г.Г., Травин А.В., Юдин Д.С., Волкова Н.И., Корсаков А.В. Возраст и термическая история максютовского метаморфического комплекса (по $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ данным) // Петрология, 2006, т. 14, № 1, с. 109—125.

Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А. Объяснительная записка к схеме корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. Хабаровск, Дальгеология, 1990, 215 с.

Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизионная тектоника юга Дальнего Востока СССР // Тихоокеанская геология, 1991, № 5, с. 3—23.

Натальин Б.А., Фор М. Геодинамика восточной окраины Азии в мезозое // Тихоокеанская геология, 1991, № 6, с. 3—20.

Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойского северо-востока Азии. Новосибирск, Наука, 1984, 192 с.

Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртоого О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология, 2003, т. 22, № 6, с. 7—41.

Пономарчук В.А., Лебедев Ю.Н., Травин А.В., Морозова И.П., Киселева В.Ю., Титов А.Т. Применение тонкой магнитно-сепарационной технологии в К-Аг, ^{40}Ar - ^{39}Ar , Rb-Sr методах датирования пород и минералов // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (1), с. 55—64

Рассказов С.В., Иванов А.В., Травин А.В., Брандт И.С., Брандт С.Б., Кириллова Г.Л., Агафоненко С.Г., Пипич А.В., Рогова В.П., Митрофанов Е.А. ^{40}Ar - ^{39}Ar и К-Аг датирование вулканических пород альба Приамурья и Забайкалья // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза (Материалы Российской конференции по изотопной геохронологии 25—27 ноября 2003 г., СПб.). СПб., Центр информационной культуры, 2003, с. 410—413.

Решения IV Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Комплект схем. Хабаровск, Дальгеология, 1994.

Сахно В.Г. Вулканические зоны Среднего Приамурья. Новосибирск, Наука, 1976, 100 с.

Сахно В.Г. Позднемезозойско-кайнозойский континентальный вулканизм востока Азии. Владивосток, Дальнаука, 2001, 335 с.

Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Козырев С.К., Сорокин А.П., Воропаева М.С. Новые изотопно-геохронологические данные для мезозойских магматических образований северо-восточной окраины Амурского супертеррейна // Тихоокеанская геология, 2003, т. 22, № 2, с. 3—6.

Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Дербек И.М., Сорокин А.П. Новые данные по геохронологии магматических ассоциаций Хингано-Олонойской вулканической зоны (Дальний Восток) // Тихоокеанская геология, 2004а, т. 23, № 2, с. 52—62.

Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Сорокин А.П., Козырев С.К. Геохронология и корреляция мезозойских магматических образований северной окраины Амурского супертеррейна // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2004б, т. 12, № 6, с. 38—54.

Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Дербек И.М., Сорокин А.П. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронология мезозойских магматических ассоциаций Хингано-Олонойской вулканической зоны (Дальний Восток) // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2005, т. 13, № 3, с. 63—78.

Сотников В.И., Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Гимон В.О., Сорокин А.П. Возраст Мо-Сu (Au)-порфирирового орудения и магматических комплексов Боргуликанского рудного поля (Верхнее Приамурье) // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (2), с. 229—237.

Сухов В.И. Региональные рудно-магматические системы Приамурья // Магматогеннорудные системы. Владивосток, ДВНЦ СССР, 1979, с. 45—60.

Тихоокеанская окраина Азии / Под ред. С.С. Зимина, И.Н. Говорова, В.Г. Сахно. М., Наука, 1991, 264 с.

Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток, Дальнаука, 2000, с. 5—34.

Ханчук А.И., Иванов В.В. Мезо-кайнозойские геодинамические обстановки и золотое орудение Дальнего Востока России // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (11), с. 1635—1645.

Davies J.H., Blanckenburg F. Slab breakoff: a model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens // Earth Planet. Sci. Lett., 1995, v. 129, p. 85—102.

Fleck R.J., Sutter J.F., Elliot D.H. Interpretation of discordant $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra of Mesozoic tholeiites from Antarctica // Geochim. Cosmochim. Acta, 1977, v. 41, p. 15—32.

Gustafson L.B., Orquera W., McWilliam M., Castro M., Olivares O., Rojas G., Maluenda J., Mendez M. Multiple centers of mineralization in the Indio Muerto District, El Salvador, Chile // Econ. Geol., 2001, v. 96, p. 325—350.

Kay R.W. Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific oceanic crust // J. Volcanol. Geotherm. Res., 1978, v. 4, p. 297—322.

Keleman P.B. Origin of high-Mg andesites and the continental crust // Miner. Mag., 1994, v. 58 A, p. 464—465.

Le Bas M., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. A chemical classification of volcanic rocks based on the total-silica diagram // J. Petrol., 1986, v. 27, p. 745—750.

McDonough W.F., Sun S-s. The composition of the Earth // Chem. Geol., 1995, v. 120, Iss. 3—4, p. 223—253.

Meschede M.A. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb—Zr—Y diagram // Chem. Geol., 1986, v. 56, p. 207—218.

Miyashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // Amer. J. Sci., 1974, v. 274, p. 321—355.

Moreno F.A., Demant A. The Recent Isla San Luis volcanic centre: petrology of a rift-related volcanic suite in the northern Gulf of California, Mexico // J. Volcanol. Geotherm. Res., 1999, v. 93, p. 31—52.

Sorokin A.A., Ponomarchuk V.A. Umlekan-Ogodzha Early Cretaceous magmatic belt (North margin of the Amurian superterrane): duration of magmatism // Geochim. Cosmochim. Acta, 2002, v. 66, № 15A, suppl. 1, p. A728.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes // Magmatism in the ocean basins. Geol. Soc. Sp. Pub. № 42. Blackwell Scientific Publ., 1989, p. 313—346.

Verma S.P. Geochemistry of evolved magmas and their relationship to subduction-unrelated mafic volcanism at the volcanic front of the central Mexican Volcanic Belt // J. Volcanol. Geotherm. Res., 1999, v. 93, p. 151—171.

Zeck H.P., Kristensen A.B., Williams I.S. Post-collisional volcanism in a sinking slab setting — crustal anatectic origin of pyroxene-andesite magma, Caldear Volcanic Group, Neogene Alboran volcanic province, southern Spain // Lithos, 1998, v. 45, p. 499—522.

*Рекомендована к печати 14 августа 2009 г.
А.Э. Изохом*

*Поступила в редакцию 22 декабря 2008 г.,
после доработки — 17 июня 2009 г.*