

## ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИТОВ БИМОДАЛЬНОЙ СЕРИИ КУРБАКИНСКОЙ СВИТЫ КУРСКОГО БЛОКА ВОСТОЧНОЙ САРМАТИИ

С. В. Цыбуляев, К. А. Савко

*Воронежский государственный университет*

Поступила в редакцию 27 января 2017 г.

**Аннотация:** по данным распределения редких и редкоземельных элементов в палеопротерозойских риолитах курбакинской свиты Михайловской структуры Воронежского кристаллического массива установлено, что они относятся к постколлизийным гранитоидам А2-типа. По геохимическим признакам для базальтов Тим-Ястребовской и Михайловской структур установлены различные источники расплавов. Мантийным субстратом тимских базальтов является литосферная мантия, обогащенная веществом мантийного плюма, формирующим источник типа ОИВ (базальты океанических островов), с примесью материала континентальной коры. Метабазальты курбакинской свиты, вероятно, являются продуктами частичного плавления метасоматизированного мантийного источника типа IAB (базальты островных дуг) в сочетании с коровой контаминацией.

**Ключевые слова:** геохимия, риолиты, метабазиты, редкоземельные элементы, Курский блок, Восточная Сарматия.

### GEOCHEMICAL TYPIZATION OF THE PALEOPROTEROZOIC VOLCANICS BIMODAL SERIES OF THE KURBAKINSKOY SUITE, KURSK BLOCK, EASTERN SARMATIA

**Abstract:** according to the distribution of rare and rare-earth elements in the Paleoproterozoic kurbakino suites rhyolites within Mikhaylovskaya structure of the Kursk block belong to A2 postcollisional granitoids type. Based on basalts the geochemical signatures of Tim-Yastrebovskaya and Mikhaylovskaya structures were established various melts sources. Mantle substrate of the timsкая suites basalt is a lithospheric mantle enriched mantle plume matter which formed the OIB (ocean island basalts) source, contaminated by the continental crust material. Kurbakino suites basalts are probably the partial melting products of metasomatized (IAB - basalts of island arcs) mantle source together with crustal contamination.

**Key words:** geochemistry, rhyolites, metabasites, rare earth elements, Kursk block, Eastern Sarmatia.

#### Введение

Курский блок представляет собой поднятие в фундаменте Восточно-Европейского кратона и относится к северо-восточной части мегаблока Сарматии (рис. 1). В пределах Курского блока выделяются несколько узких линейных зон: западная Белгородско-Михайловская структура, состоящая из Белгородской и Михайловской синформ, и восточная Воронежско-Алексеевская структура, включающая Тим-Ястребовскую, Волотовскую и ряд более мелких (Авильская, Уколовская и др.) синформ (рис. 1) [1]. Согласно общепринятой точке зрения, эти структуры представляют собой внутриконтинентальные рифты [2, 3], заложенные в середине палеопротерозоя около 2,2 млрд лет назад [4]. Вулканогенно-осадочные породы палеопротерозойского возраста, выполняющие данные структуры и входящие в состав тимской (Тим-Ястребовская синформа) и курбакинской свит (Михайловская синформа) рассматриваются как одновозрастные.

Полученные нами данные свидетельствуют о фор-

мировании вулканогенно-осадочных толщ курбакинской свиты в постколлизийный этап развития Воронежского кристаллического массива, поэтому целью настоящей работы является геохимическая типизация вулканитов курбакинской свиты, и попытка внести вклад в расшифровку палеопротерозойской истории развития Курского блока Восточной Сарматии и Восточно-Европейской платформы в целом. Задачи исследования: (1) выявление геохимических особенностей палеопротерозойских вулканитов Михайловской структуры, (2) определение их геодинамической позиции, источников расплавов и сопоставление их с базальтами Тим-Ястребовской структуры.

#### Геологическая позиция

Михайловская (МС) и Тим-Ястребовская (ТЯС) структуры являются одними из самых крупных внутриконтинентальных рифтогенных структур Курского блока, сложенные палеопротерозойскими породами курбаской и перекрывающей её оскольской серии (рис. 2).

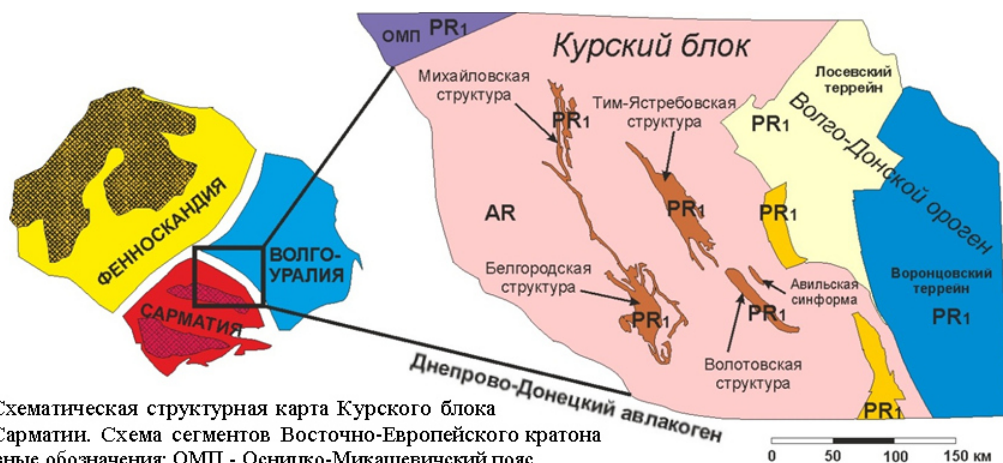


Рис. 1. Схематическая структурная карта Курского блока Восточной Сарматии. Схема сегментов Восточно-Европейского кратора по [5]. Условные обозначения: ОМП - Осницко-Микашевичский пояс.

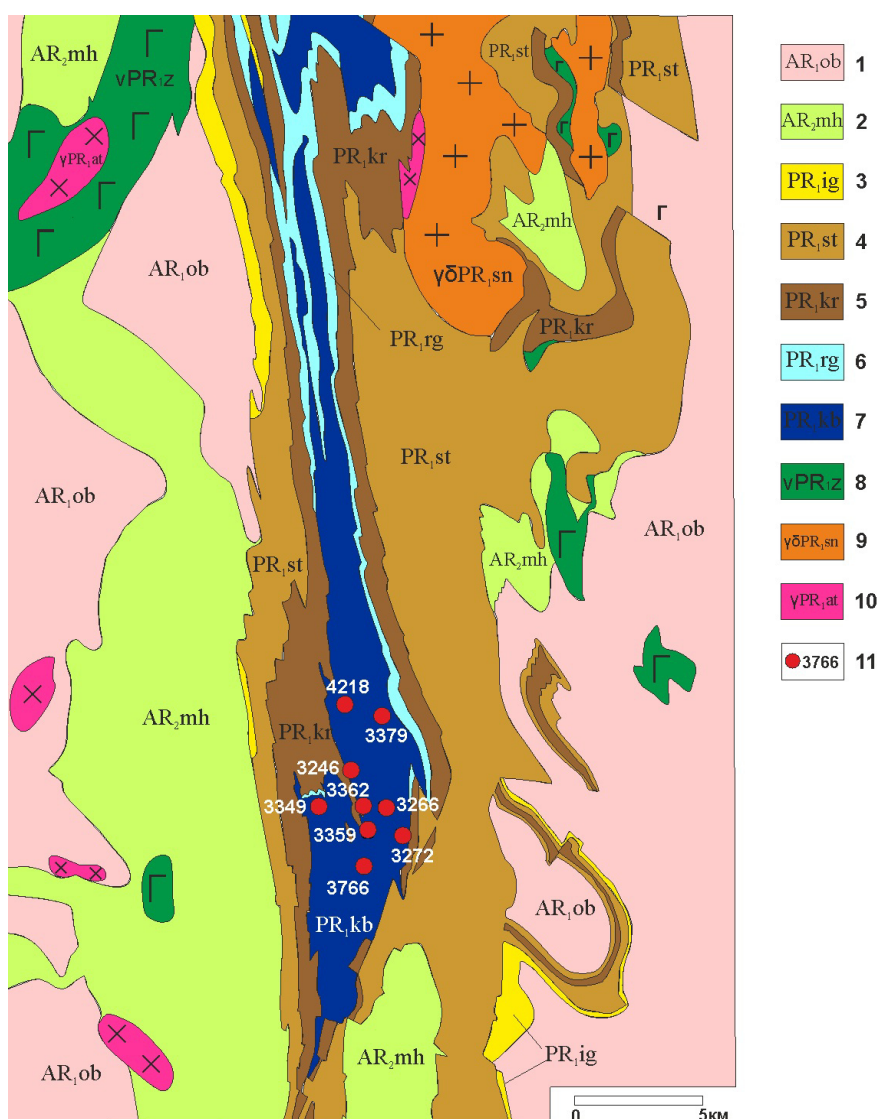


Рис. 2 Схематическая геологическая карта Михайловской структуры: 1 – обоянский комплекс (гранитоиды ТТГ ассоциации); 2 – михайловская серия (метабазальты, метамагниты, железистые кварциты, метатерригенные породы, ультракалиевые риолиты); 3 – игнатьевская свита (метаконгломераты, метапесчаники, доломиты); 4 – стойленская свита (метаконгломераты, метапесчаники, глиноземистые сланцы); 5 – коробковская свита (чередование железистых кварцитов и сланцев); 6 – роговская свита (углерод- и карбонатсодержащие сланцы, доломиты); 7 – курбакинская свита (конгломераты, гравелиты, метапесчаники, сланцы, риолиты и метабаазальты). Интрузивные породы: 8 – габброиды золотухинского комплекса; 9 – гранодиориты стойло-николаевского комплекса; 10 – гранитоиды атаманского комплекса; 11 – положение скважин и их номера.

Отложения курской серии, слагающей крылья структур, несогласно залегают на мезоархейских зеленокаменных породах, гнейсах, ТТГ гранитоидах и неоархейских кислых вулканитах. Они представлены карбонатными и терригенными породами стойленской и игнатеевской свит и мощными толщами магнетитовых кварцитов с прослоями внутрирудных сланцев коробковской свиты. Мощность отложений серии достигает 1000 м и более.

Породы оскольской серии представлены образованиями роговской, тимской и курбакинской свит. Мощность разрезов оскольской серии оценивается в несколько километров. Отложения роговской свиты развиты в пределах Тим-Ястребовской, Волоатовской, Михайловской и ряда других структур. Свита сложена в различной степени мраморизованными известняками и доломитами, карбонатными метапесчаниками и сланцами, в отдельных прослоях обогащенными углеродистым веществом.

На этих отложениях со стратиграфическим переывом и несогласием залегают в Тим-Ястребовской структуре – породы тимской свиты, в Михайловской структуре – курбакинской свиты.

Отложения тимской свиты слагают центральные части Тим-Ястребовской и Волоатовской структур и имеет мощность до 2 км. В ее составе выделяются нижняя (углеродисто-терригенная с небольшой примесью туфогенного материала) и верхняя (существенно вулканогенная) подсвиты. Вулканиты представлены лавовыми потоками толеитов, щелочных базальтов и андезитобазальтов, мощностью от 6 до 40 метров. Породы свиты метаморфизованы преимущественно в условиях верхов зеленосланцевой фации [6, 7]. Прецизионные оценки возраста формирования вулканитов тимской свиты отсутствуют.

Разрез пород курбакинской свиты представлен толщей ритмично переслаивающихся терригенных метаосадков от грубообломочных до пелитовых. Мощность свиты более 1000 м. Вулканогенно-осадочные и вулканогенные породы залегают среди терригенных толщ в виде линз и пластов и представлены риолитами и метабазальтами. Последние находятся в резко подчиненном количестве (вскрыты только 5 скважинами). Мощность потоков риолитов обычно не превышает 50-60 м, редко более. Все породы метаморфизованы в условиях фации зеленых сланцев, иногда рассланцованы. U-Pb изотопный возраст по монофракциям цирконов из метариолитов курбакинской свиты оценивается как 2060 млн лет (скв. 3766), из метадацитов (скв. 3343) - 2095±30 млн лет [8].

В период 2050-2070 млн лет в пределах Курского блока широко проявлен магматизм, представленный габброноритовыми интрузиями золотухинского, диорит-гранодиоритовыми стойло-николаевского и карбонатитовыми дубравинского комплексов [9, 10]. Кроме того, в Белгородской синформе известны немногочисленные интрузии сиенитов шебекинского и субщелочных гранитов малиновского комплексов.

### Методика аналитических исследований

Анализы химического состава проб силикатных горных пород производили методом рентгенофлуоресцентного анализа (XRF) на вакуумном спектрометре последовательного действия PW2400 производства компании Philips Analytical B.V в ИГЕМ РАН. При калибровке спектрометра использованы отраслевые и государственные стандартные образцы химического состава горных пород и минерального сырья (14 ОСО, 56 ГСО). Подготовка препаратов для анализа пороодообразующих элементов выполнена путем плавления 0,3 г порошка пробы с 3 г тетрабората лития в индукционной печи с последующим отливом гомогенного стеклообразного диска. Точность анализа составляла 1–5 отн.% для элементов с концентрациями выше 0,5 мас.% и до 12 отн.% для элементов с концентрацией ниже 0,5 мас. %.

Малые и редкие элементы определяли методом индукционно-связанной плазмы с масс-спектрометрическим окончанием анализа (ICP-MS) в АСИЦ ИПТМ РАН. Разложение образцов пород, в зависимости от их состава, проводили путем кислотного вскрытия как в открытой, так и в закрытой системах. Пределы обнаружения для REE, Hf, Ta, Th, U составляли 0.02–0.03 ppm, для Nb, Be, Co – 0.03–0.05 ppm, для Li, Ni, Ga, Y – 0.1 ppm, для Zr – 0.2 ppm, для Rb, Sr, Ba – 0.3 ppm, для Cu, Zn, V, Cr – 1–2 ppm. Правильность анализа контролировалась путем измерения международных и российских стандартных образцов GSP-2, BM, СГД-1А, СТ-1. Ошибки определения концентраций составляли от 3 до 5 мас. % для большинства элементов [11].

### Петрография

Вулканические образования в разрезах курбакинской свиты представлены породами контрастной базальт-риолитовой серии.

**Риолиты** представлены породами сургучно-красного цвета, реже светло-серые, розово-серые, слабо рассланцованные насыщены мелкими порфирированными выделениями кварца и полевого шпата, размером 1–4 мм, составляющими от 10 до 25 % объема породы.

Под микроскопом породы часто характеризуются олигофировой структурой с криптокристаллической основной массой буроватой окраски. В ней наблюдаются редкие мелкие чешуйки мусковита. Они иногда образуют ориентированные чешуйки, обтекающие суб- и фенокристаллы кварца и КППШ, подчеркивая этим псевдофлюидальный облик основной массы (рис. 3 с, d). Фенокристаллы кварца имеют форму прямоугольников, треугольников, многоугольников размером до 2,5 мм со слабоволнистым погасанием. Фенокристаллы КППШ представлены изометричными, ксеноморфными и призматическими зернами с закругленными краями, очень редко таблитчатыми кристаллами. Преобладают структуры крипто- и микропертитового распада (рис. 3), очень редко встречаются однородные кристаллы. Акцессорные минералы представлены цирконом, монацитом и апатитом.

**Дацинты** встречаются только в скв. 4218. Они характеризуются розовато-серой окраской, сланцеватой, порфирированной текстурой и содержат до 10–15 % вкрапленников кварца, реже плагиоклаза размером до 3 мм. Под микроскопом основная тонкокристаллическая масса представлена очень мелкими (до 0,01 мм) изометричными зернами кварца, чешуйками хлорита и серицита. На фоне серицит-кварцевой массы наблюдаются крупные (1,5–1,6 мм) зерна кварца угловатой формы. Зерна полевых шпатов имеют крипто- и микропертитовое строение, по структуре аналогичны фенокристаллам полевого шпата из риолитов.

**Метабазальты** почти полностью утратили свой первоначальный облик в результате проявления процессов регионального метаморфизма и представлены тонкозернистыми, массивными, иногда рассланцованными породами серой с зеленоватым оттенком окраски, афирового, реже порфирированного облика, состоящими из актинолита, эпидота, хлорита, почти чистого альбита в различных соотношениях и незначительного количества кварца (до 3 мас. %) (рис. 4). Акцессорные минералы представлены магнетитом и сфеном.

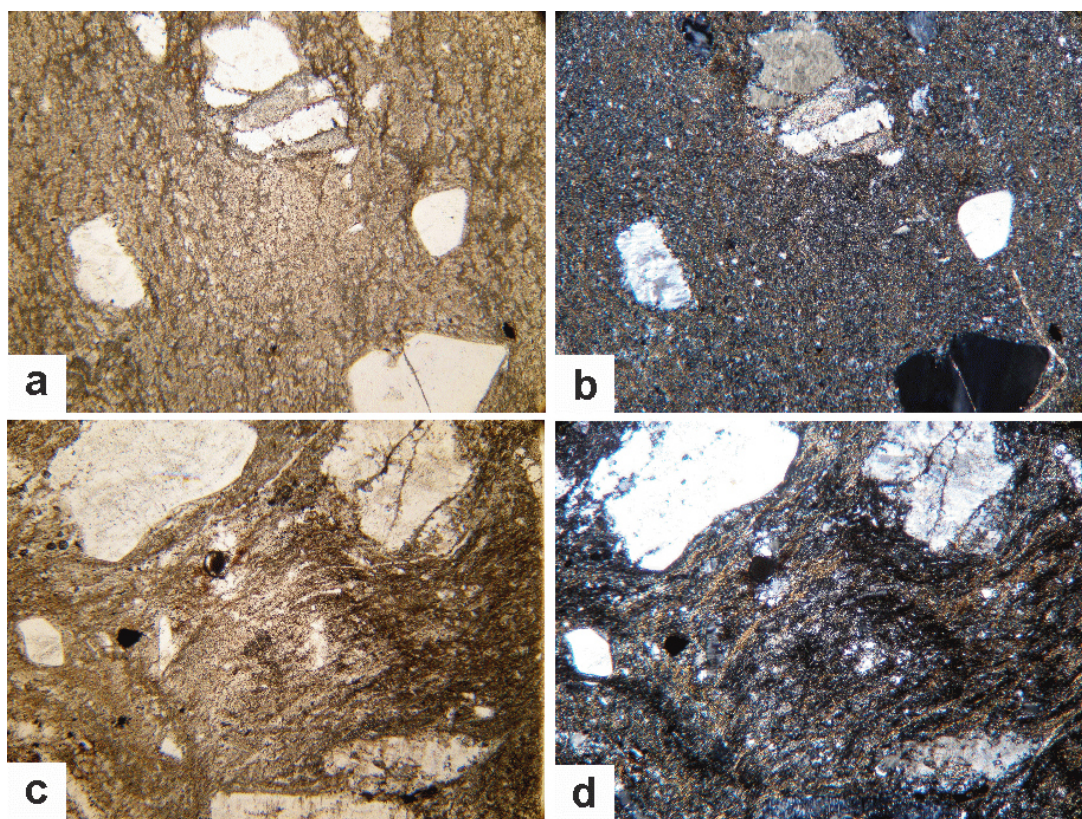


Рис. 3. Фото шлифов риолитов МС: *a, b* – обр. 3272/173,6 фенокристаллы кварца и полевых шпатов в криптокристаллической основной массе; *c, d* – обр. 3272/160 псевдофлюидальный облик основной массы. *a, b, c, d* – увеличение  $\times 40$ , поле зрения 5,0 мм. Слева без анализатора, справа с анализатором.

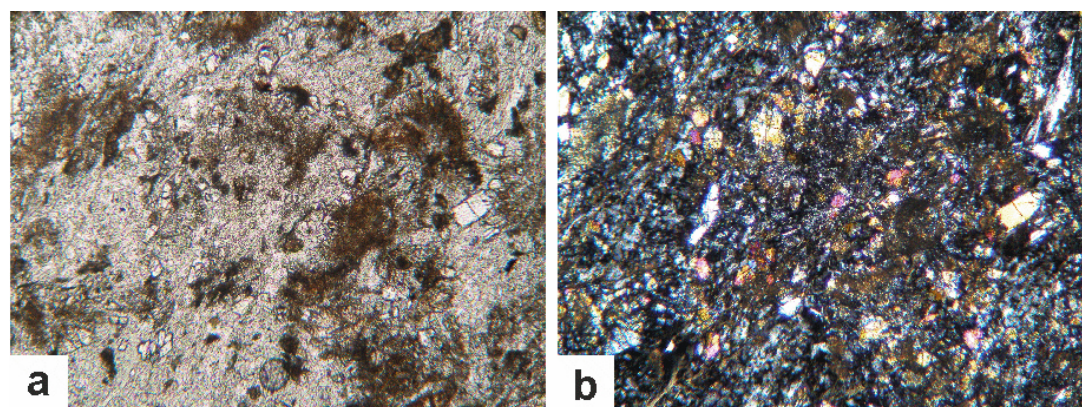


Рис. 4. Фото шлифа метабазальта МС: *a, b* – обр. 3246/252,5 фенокристаллы плагиоклаза интенсивно эпидотизированные в эпидот-соссюрит-амфибол-плагиоклазовой основной массе. Увеличение  $\times 100$ , поле зрения 2,2 мм. *a* – без анализатора, *b* – с анализатором.

### Петрогеохимия

Кислые вулканиты курбакинской свиты включают риолиты и дациты. За исключением нескольких образцов риолиты насыщены глиноземом ( $A/CNK > 1$ ) и характеризуются высокими содержаниями  $SiO_2$  (72,3-76,6 мас. %) и железистостью  $Mg\#$  ( $Mg/(Mg+Fe_{tot}) = 0,07-0,39$ ). Большинство риолитов отличаются резким преобладанием калия над натрием ( $K_2O/Na_2O = 1,8-20,9$ ), при сумме щелочей 6 – 10 мас. % (табл. 1).

Риолиты резко обеднены Sr (37-158 ppm), обогащены высокозарядными элементами, особенно Nb

(22-46 ppm), Ta (1,2-3,5 ppm), Y (31-99 ppm), Th (23-38 ppm), и редкоземельными элементами (REE) ( $\Sigma REE = 267-453$  ppm). В распределении REE отмечается обогащение легкими редкоземельными элементами ( $(La/Sm)_N = 3,4-4,7$  с сильным фракционированием ( $(La/Yb)_n = 6,5-15,7$  и глубокими отрицательными европиевыми аномалиями  $Eu/Eu^* = 0,03-0,22$ ). Тяжелые редкоземельные элементы (HREE) характеризуются относительно «плоским» распределением ( $Gd/Yb_N = 1,5-2,1$ ) (табл. 1, рис. 5).

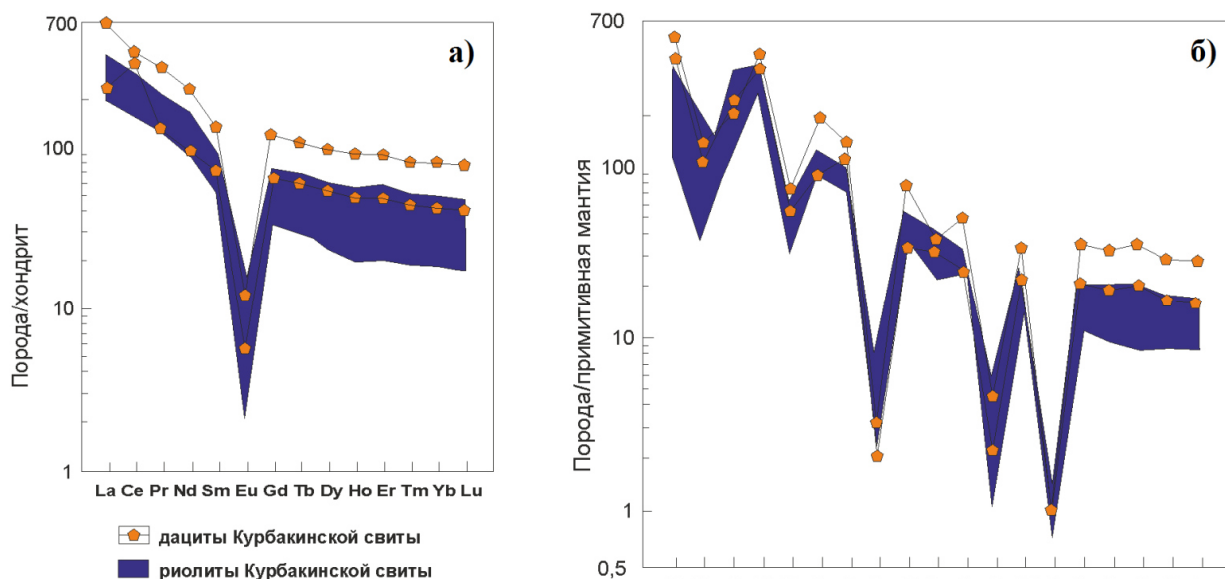


Рис. 5. Нормированные к хондриту (а) и примитивной мантии (б) [12] распределения редкоземельных и редких элементов в дацитах и риолитах Михайловской структуры.

Дациты, по сравнению с риолитами, более глинозemiстые ( $A/CNK = 1,4-1,9$ ) и магнезиальные  $Mg\#$  ( $Mg/(Mg+Fe_{tot}) = 0,51-0,56$ , но близки к ним по соотношению щелочей (табл. 1). Они также обеднены Sr и характеризуются еще более высокими содержаниями высокозарядных Nb (42-51 ppm), Ta (3,0-3,8 ppm), Y (94-179 ppm), Th (38,8-46,8 ppm) и редкоземельных элементов ( $\Sigma REE = 436-729$  ppm). Кроме того, по сравнению с риолитами дациты обогащены литофильными элементами – Li ( $\approx 40$  ppm), Rb (324-433 ppm), Cs (12,5-16,3 ppm), Ba (853-1039 ppm). Характер распределения REE очень близок к риолитам (табл. 1, рис. 5).

Метабазальты классифицируются как нормально щелочные (рис. 7), с низким содержанием  $TiO_2$  (1,0-1,4 мас. %) и Nb (2,8-7,6 ppm). Базиты характеризуются широким разбросом содержаний  $SiO_2$  (43,2 - 51,7 %) и щелочей  $Na_2O+K_2O$  (2,0 – 4,3 мас. %) (рис. 6), с преобладанием натрия над калием ( $K_2O/Na_2O = 0,03 - 0,3$ ). Отмечаются повышенные концентрации CaO (5,0-10,5 мас. %) и MgO (6,8 – 9,8 мас.%) при нормальной магнезиальности  $Mg\#$  ( $Mg/(Mg+Fe_{tot}) = 0,4 - 0,59$ ) (табл. 2).

В изученных образцах выделяется два типа базитов B1 и B2. Оба типа низкотитанистые с невысокими широко варьирующими содержаниями Sr (194 – 609 ppm) и отсутствием Eu аномалий, характеризуются умеренно фракционированным распределением LREE

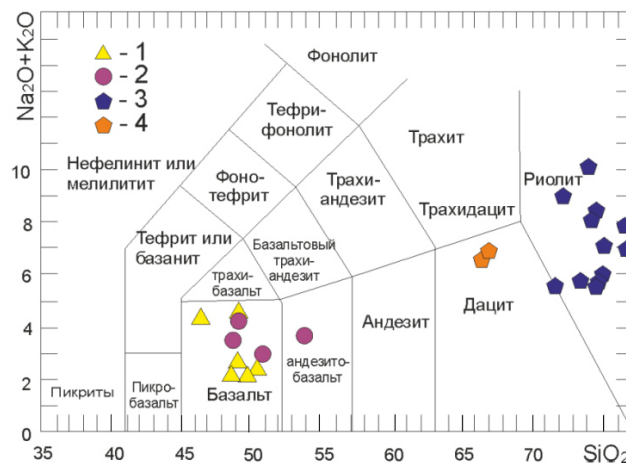


Рис. 6. Положение составов вулканогенных пород МС на диаграмме TAS: 1 – метабазиты 1-го типа (B1), 2 – метабазиты 2-го типа (B2), 3 – риолиты, 4 – дациты.

( $La/Sm$ ) $_n = 1,9-2,7$ , почти пологим распределением HREE ( $Gd/Yb$ ) $_n = 1,3-1,5$  в B1 и немного более фракционированным в B2 ( $Gd/Yb$ ) $_n = 1,65-1,80$ . Базиты (B2) более магнезиальные, в среднем содержат меньше CaO и больше щелочей ( $K_2O+Na_2O$ ), а также обогащены Th (8,3-14,2 ppm), U, Rb и Ba (табл. 2) по сравнению с базитами и B1) Th (1,4-3,0 ppm).

Таблица 1

## Составы дацитов и риолитов курбакинской свиты

Скв/глуб	Дациты		Риолиты				
	4218/ 405	4218/ 407,8	3766/ 225	3766/ 243,9	3362/ 612	3272/ 160	3272/ 197,6
SiO <sub>2</sub>	66,47	66,96	73,55	74,01	74,89	76,57	75,1
TiO <sub>2</sub>	0,24	0,22	0,26	0,24	0,23	0,17	0,11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,76	16,65	12,05	12,86	11,76	11,72	11,29
Fe <sub>2</sub> O <sub>3tot</sub>	3,02	3,56	3,11	2,44	1,65	2,14	2,33
MgO	2,15	2,07	0,4	0,47	0,32	0,3	0,49
MnO	0,06	0,03	0,04	0,02	-	-	0,04
CaO	1,81	0,5	0,58	0,44	0,1	0,07	1,34
Na <sub>2</sub> O	1,26	0,48	2,55	2,84	2,06	2,09	1,28
K <sub>2</sub> O	5,41	6,35	4,7	5,16	7,34	5,82	5,78
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	0,02	0,03	0,03	-	-
ППП	3,57	2,93	0,88	1,15	1,32	0,95	2,06
Сумма	99,75	99,75	98,14	99,66	99,7	99,83	99,82
Mg#	0,56	0,51	0,19	0,26	0,26	0,20	0,27
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	4,23	13,23	1,84	1,82	3,56	2,78	4,52
K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O	6,67	6,83	7,25	8	9,4	7,91	7,06
A/CNK	1,4	1,94	1,16	1,16	1,04	1,19	1,04
Li	40,1	39,8	11,4	14,5	3,8	12	24,7
Be	5,7	8	3,1	2,1	2,9	2,2	3,5
Sc	2,6	2,1	1,7	2	0,91	1,6	1,2
V	26	71,2	8	11,2	9,4	11,5	14,8
Cr	7,2	5,6	2,1	2,5	2,3	3,8	2,8
Co	4,7	9,6	0,55	0,84	0,67	0,53	0,47
Ni	11,4	41,3	1,9	2,5	2,4	1,6	2,1
Cu	290	15,5	10,2	5,8	26,5	8,7	2,3
Zn	164	93,6	50,5	51,8	30,2	58,6	73,2
Ga	31,5	30,4	21,9	18,9	19,4	19,1	20,2
Rb	324	433	174	173	239	239	270
Sr	43,8	55,9	42,1	48,5	54,1	41,5	42,1
Y	93,9	179	51,1	45,5	62,6	64,6	84
Zr	393	472	503	476	344	336	233
Nb	41,8	50,7	30,9	27,1	36,1	22,5	25,7
Cs	12,5	16,3	4,4	4,6	4,9	4,6	6,9
Ba	853	1039	443	443	592	312	250
La	64,8	157	94,6	90,3	91,7	95	77,5
Ce	236	282	190	178	173	185	146
Pr	14	34,5	20,5	19,1	20,4	21,3	16,7
Nd	51,5	125	77,6	76	83	69,4	60,7
Sm	12,4	25,7	14,3	13,2	15,7	13	13,4
Eu	0,35	0,75	0,8	0,9	0,5	0,49	0,12
Gd	14,9	27,2	12,5	11,4	14,8	12,2	14
Tb	2,6	4,6	1,8	1,6	2,3	1,9	2,3
Dy	15,7	28,7	10,6	9,1	13,7	11,4	13,8
Ho	3,2	6	2,1	1,8	2,7	2,3	2,8
Er	9,3	17,4	6	5,1	8	6,7	8,5
Tm	1,3	2,4	0,83	0,7	1,1	0,93	1,2
Yb	8,3	15,8	5,4	4,7	7,2	6,2	7,7
Lu	1,2	2,3	0,8	0,7	1	0,9	1,12
Hf	14	16,1	12,2	11	9,8	9,4	8,2
Ta	3	3,8	1,9	1,6	2,3	1,8	2,3
Pb	9,6	10,7	17,1	20	20,9	27	25,9
Th	38,8	46,8	28,1	26,1	28,7	34,9	38,3
U	5,3	4,9	4,9	4	5	4	3
∑REE	435,6	729,4	437,8	412,6	435,1	426,7	365,8
Eu/Eu*	0,08	0,09	0,18	0,22	0,1	0,12	0,03
(Gd/Yb) <sub>n</sub>	1,49	1,42	1,91	2,01	1,7	1,63	1,5
(La/Yb) <sub>n</sub>	5,6	7,13	12,57	13,78	9,14	10,99	7,22
(La/Sm) <sub>n</sub>	3,37	3,94	4,27	4,42	3,77	4,72	3,73
Zr/Nb	9,40	9,31	16,28	17,56	9,53	14,93	9,07

Окончание табл. 1

Скв/глуб	Рнולי́ты							
	4218/ 512	3246/ 375	3272/ 173,6	3359/ 296	3359/ 328,5	3379/ 246	3379/ 265	3349/ 5
SiO <sub>2</sub>	74,02	72,25	76,69	74,75	74,99	71,56	73,53	73,99
TiO <sub>2</sub>	0,16	0,17	0,12	0,18	0,16	0,19	0,14	0,18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,02	14,47	12,34	13,17	13,29	11,98	11,57	11,4
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> tot	1,76	1,7	1,88	2,08	2,09	1,91	1,67	2,06
MgO	0,07	0,59	0,35	0,58	0,61	0,69	0,55	0,46
MnO	0,01	0,1	0,02	0,03	0,03	0,06	0,04	0,05
CaO	0,03	0,06	0,44	1,03	0,69	4,12	3,12	3,12
Na <sub>2</sub> O	0,46	0,22	1,9	3,57	3,78	2,16	2,2	3,24
K <sub>2</sub> O	9,6	8,75	5,07	2,27	2,34	3,42	3,51	2,23
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	-	0,02	-	0,03	0,02	-
ППП	0,44	1,41	1,04	2,11	1,84	3,69	3,43	3,02
Сумма	99,57	99,72	99,85	99,79	99,82	99,81	99,78	99,75
Mg#	0,07	0,38	0,25	0,33	0,34	0,39	0,37	0,29
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	20,87	39,77	2,67	0,64	0,62	1,58	1,6	0,69
K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O	10,06	8,97	6,97	5,84	6,12	5,58	5,71	5,47
A/CNK	1,16	1,45	1,31	1,29	1,33	0,81	0,88	0,85
Li	0,84	8	16,4	6,4	8,1	17,9	17,7	8,8
Be	0,65	3,6	3,3	3,6	4,9	2,1	2,3	2,7
Sc	< ПО	0,84	0,56	1,3	1,1	0,99	1,3	1,5
V	11,9	23,7	11,9	18,1	25,1	27,1	33,1	21
Cr	8,6	14,6	6,1	7	7,7	16,1	26,3	1,1
Co	0,35	0,98	0,66	0,6	0,57	2,9	2,5	0,93
Ni	< ПО	< ПО	0,58	1,6	1,4	5,7	6,1	1,9
Cu	< ПО	17,4	2,7	< ПО	< ПО	5,2	24,6	2,6
Zn	< ПО	19,4	62,2	87,8	121	41,1	46,8	65,6
Ga	13,7	15,4	17,2	22,5	27,3	15,9	15,2	21,4
Rb	276	232	225	101	132	115	139	65
Sr	37,4	53,2	39,8	97,3	73,5	69,9	121	158
Y	45,6	30,7	66,6	69,4	99,2	46,4	46,7	89,5
Zr	295	368	214	361	364	281	226	291
Nb	21,9	28,5	25,4	31,7	46,2	20	19,7	34,3
Cs	4,7	6,7	5,5	8,7	9	4,6	3,9	6,3
Ba	929	1675	218	449	324	490	564	507
La	79,8	74,3	61,1	78,8	82	57,2	60,8	90,1
Ce	168	161	138,4	152	173	115	135	180
Pr	18,4	17,5	13,9	18,6	19,5	13,4	13,5	20,8
Nd	67	63,1	50,2	66,2	69,7	45,3	47,4	72,1
Sm	11,1	10,5	10,7	13,2	15,3	8,7	8,8	15,1
Eu	0,58	0,53	0,19	0,57	0,23	0,5	0,48	0,5
Gd	9,1	8,6	10,8	13,2	16	7,7	8	15,7
Tb	1,4	1,3	1,8	2,1	2,7	1,2	1,3	2,4
Dy	7,3	6,5	10,9	12,5	16,4	7,1	7,5	15,3
Ho	1,5	1,2	2,2	2,5	3,4	1,5	1,5	3,2
Er	4,4	3,6	6,4	7,3	10,4	4,4	4,5	9,3
Tm	0,64	0,52	0,88	1	1,4	0,57	0,61	1,3
Yb	4,3	3,4	5,8	6,2	9,1	3,9	4,1	8,4
Lu	0,61	0,49	0,85	0,88	1,3	0,58	0,61	1,2
Hf	9,7	11,7	8,8	9,8	11,5	8,1	8,1	10,7
Ta	1,7	2	2,1	2,2	3,5	1,2	1,7	2,7
Pb	13,1	14,7	25,5	16,7	17,1	19,9	28,8	24,6
Th	27,2	31,2	31,7	29,3	37	23,2	25,2	32,5
U	3,9	2,7	6,4	3,1	8,9	1,6	4	5
ΣREE	374,1	352,5	314,1	375,1	420,4	267,1	294,1	453,4
Eu/Eu*	0,18	0,17	0,05	0,13	0,04	0,19	0,17	0,1
(Gd/Yb) <sub>n</sub>	1,75	2,09	1,54	1,76	1,45	1,63	1,61	1,55
(La/Yb) <sub>n</sub>	13,31	15,68	7,56	9,12	6,46	10,52	10,64	7,69
(La/Sm) <sub>n</sub>	4,64	4,57	3,69	3,85	3,46	4,24	4,46	3,85
Zr/Nb	13,47	12,91	8,43	11,39	7,88	14,05	11,47	8,48

## Составы метабазитов курбакинской свиты

Скв/ глуб	Метабазиты (Б1)						Метабазиты (Б2)			
	4218/ 442,5	4218/ 448,5	4218/ 468,5	4218/ 485	3246/ 252,5	3246/ 360	3266/ 240	3266/ 240,5	3246/ 350	4218/ 420
SiO <sub>2</sub>	46,3	47,4	43,2	47,3	48,03	46,5	47,8	46,0	51,7	46,6
TiO <sub>2</sub>	1,06	1,01	1,09	0,99	0,99	1,18	1,29	1,35	1,1	1,19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,2	15,6	16,1	14,9	14,17	17,1	15,2	16,3	15,4	16,2
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> tot	12,5	12,4	13,4	12,7	12,69	12,2	10,88	13,6	10,2	12,1
MgO	6,86	7,01	6,97	7,11	9,83	7,32	6,75	7,92	7,64	9,71
MnO	0,2	0,15	0,21	0,17	0,17	0,15	0,18	0,12	0,14	0,15
CaO	7,6	9,46	7,69	10,5	7,94	8,88	9,10	5,04	6,07	6,05
Na <sub>2</sub> O	3,8	1,71	3,6	2,52	1,83	1,94	2,40	3,53	2,76	2,51
K <sub>2</sub> O	0,52	0,26	0,46	0,08	0,28	0,13	0,10	0,56	0,72	0,76
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,2	0,1	0,12	0,12	0,12	0,13	0,27	0,26	0,19	0,21
ППП	5,44	4,71	7,03	3,39	3,8	4,14	4,91	5,04	3,74	4,32
Сумма	99,7	99,9	99,8	99,8	99,9	99,8	98,9	99,7	99,7	99,9
Mg#	0,40	0,50	0,48	0,5	0,58	0,52	0,53	0,51	0,57	0,59
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0,13	0,15	0,13	0,03	0,15	0,07	0,04	0,16	0,26	0,3
K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O	4,32	1,97	4,06	2,6	2,11	2,07	2,50	4,09	3,48	3,27
Li	21,6	24,3	21,7	12,5	26	22,2	26	26,3	24,9	35,5
Be	0,56	0,69	0,66	0,73	0,65	0,59	2	2,3	1	1,3
Sc	31,2	27,2	29,2	28,7	27	32,9	26,9	28,7	29,2	32,5
V	200	181	169	210	204	165	175	147	168	187
Cr	72,4	99,1	85,2	95,4	90	96,1	188	255	119	214
Co	51,8	61,1	57,1	51,5	48,7	58,3	42,3	46,6	40,6	62,5
Ni	107	115	120	115	116	138	170	173	139	175
Cu	32,4	41,2	27,4	52,9	67,8	32,2	4,3	-	41,4	16,7
Zn	90,1	92,4	97,8	84	238	86,9	72,1	72,6	74,8	90,7
Ga	17,3	17,5	13,9	21,1	19,1	17,3	15,6	17,1	15	16,3
Rb	8,8	6,9	16,3	2,9	5,6	2,8	39,5	39,5	11,7	33,5
Sr	206	609	169	576	531	579	194	210	376	394
Y	24,2	21,7	24,5	23,4	23,6	26,6	20,9	22,3	21,3	21,4
Zr	81	80,1	108	83	84,5	86	121	130	96	110
Nb	3,1	3,3	3,7	2,8	3,2	3,2	7,1	7,6	5,4	6,4
Cs	1,4	1,3	2	0,38	0,6	0,48	2,2	2,4	1,1	2,5
Ba	287	153	263	102	294	164	426	458	647	577
La	9,5	8,7	9,9	7,8	11,2	11,1	18,9	15	16,8	15,5
Ce	22,2	19,5	21,7	19,7	24	25,4	45,6	38,9	38,9	34,6
Pr	2,6	2,5	2,9	2,6	2,8	3,1	5,4	4,7	4,3	4,3
Nd	12,5	11,4	12,4	11,2	13,62	14,2	23,6	19,7	18,5	18,5
Sm	3,3	2,9	3,2	2,9	3,5	3,6	5,1	4,1	4	4
Eu	1,3	1	1,2	1	1,3	1,2	1,7	1,4	1,3	1,3
Gd	4,2	3,5	3,8	3,5	4,3	4,7	4,8	4	4,2	4
Tb	0,73	0,56	0,68	0,6	0,67	0,75	0,7	0,63	0,6	0,6
Dy	4,3	3,6	4	3,6	4,6	4,9	4,2	3,5	3,9	3,8
Ho	0,9	0,78	0,88	0,79	0,94	1	0,88	0,74	0,8	0,79
Er	2,7	2,3	2,6	2,4	2,9	3	2,5	2,2	2,3	2,2
Tm	0,38	0,32	0,36	0,32	0,39	0,41	0,34	0,29	0,32	0,31
Yb	2,5	2,1	2,4	2,1	2,7	2,6	2,2	1,9	2,1	2
Lu	0,38	0,32	0,36	0,31	0,39	0,41	0,32	0,28	0,32	0,29
Hf	2,5	2,3	2,5	2,3	2,1	2,6	3,2	3,3	2,8	3
Ta	0,23	0,19	0,23	0,21	0,33	0,24	0,49	0,47	0,43	0,38
Pb	3,6	7,3	3,8	7,5	8,4	7,3	6,8	5,9	9,2	9,8
Th	2,8	2,1	2,9	1,4	2,5	3	14,2	11	9,1	8,3
U	1,4	1,1	1,5	0,36	0,82	1	5,3	4,31	3,5	3,5
∑REE	67,5	59,5	66,4	58,8	73,3	76,4	116,2	97,3	98,3	92,2
Eu/Eu*	1,07	0,96	1,05	0,96	1,02	0,89	1,05	1,06	0,97	0,99
(Gd/Yb) <sub>n</sub>	1,39	1,38	1,31	1,38	1,32	1,50	1,80	1,74	1,65	1,65
(La/Yb) <sub>n</sub>	2,73	2,97	2,96	2,67	2,98	3,06	6,16	5,67	5,74	5,56
(La/Sm) <sub>n</sub>	1,86	1,94	2,00	1,74	2,07	1,99	2,40	2,36	2,71	2,50
Zr/Nb	26,13	24,27	29,19	29,64	26,41	26,88	17,04	17,11	17,78	17,19
ΔNb	-0,16	-0,17	-0,32	-0,24	-0,19	-0,16	-0,19	-0,20	-0,11	-0,15



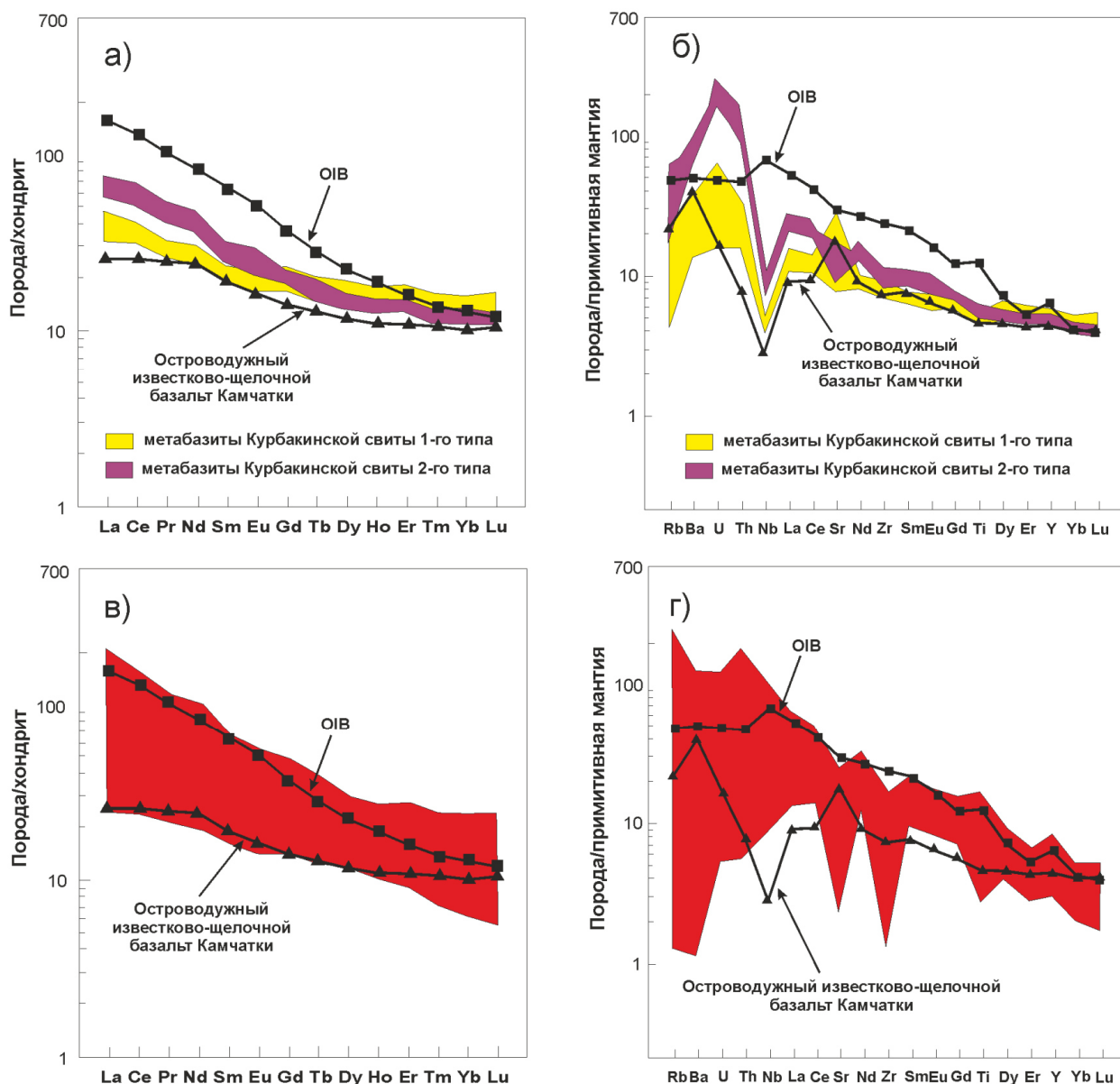


Рис. 7. Нормированные к хондриту (а, в) и примитивной мантии (б, г) [12] распределения редкоземельных и редких элементов в метабазитах МС (а, б) и ТЯС (в, г) [3]. Состав ОИВ (базальты океанических островов – производные обогащенной мантии) по [12], состав островодужного известково-щелочного базальта Центральной Камчатки по [13].

### Интерпретация полученных результатов

#### Геохимическая типизация кислых вулканитов

Петрохимические особенности риолитов, такие как: высокие железистость, содержания щелочей ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ), низкие концентрации СаО (для большинства образцов), а также обогащение Ga, Zr, Nb, Y, REE (кроме Eu) и невысокие содержания Sr, Sc, V, Cu и Eu свидетельствуют о том, что кислые вулканиты курбакинской свиты относятся к А-типу гранитоидов [14-16], что подтверждается положением точек их составов на диаграммах  $\text{FeO}^*/\text{MgO}-(\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y})$  и  $\text{Ce}-\text{Zr}$  [15] (рис. 8).

Определение геотектонической обстановки формирования риолитов по соотношениям редких элементов [17] показывает их образование во внутриплитных, либо постколлизийных условиях (рис. 9).

Совмещение полей двух обстановок не позволяют однозначно говорить о геодинамических условиях формирования кислых пород, поэтому нами была дополнительно привлечена серия дискриминантных диаграмм [18]. На них точки соответствующие составам риолитов курбакинской свиты попадают в поле постколлизийных гранитов А2-типа (рис. 10).

Для REE спектров кислых вулканитов (рис. 5а) характерно обогащение LREE, пологий наклон линий в области HREE, и наличие отрицательных Eu аномалий, что характерно для гранитов А-типа. Спайдер-диаграммы (рис. 5б), демонстрирующие плавное снижение содержаний элементов в ряду увеличения совместимых свойств элементов, с резкими негативными аномалиями для Sr, Ti и Eu и менее выраженными для Ba и Nb, также типичны для гранитов А-типа.

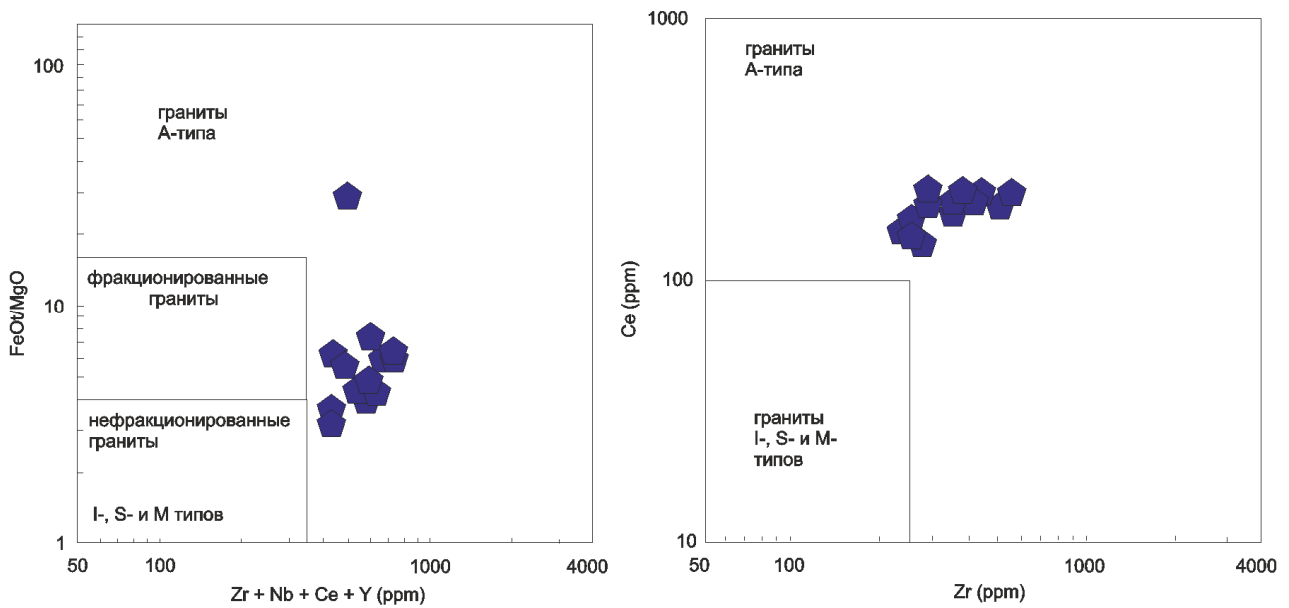


Рис. 8. Дискриминантные диаграммы для кислых вулканитов курбакинской свиты: (а) –  $FeO^*/MgO-(Zr+Nb+Ce+Y)$  и (б) –  $Ce-Zr$  по [15].

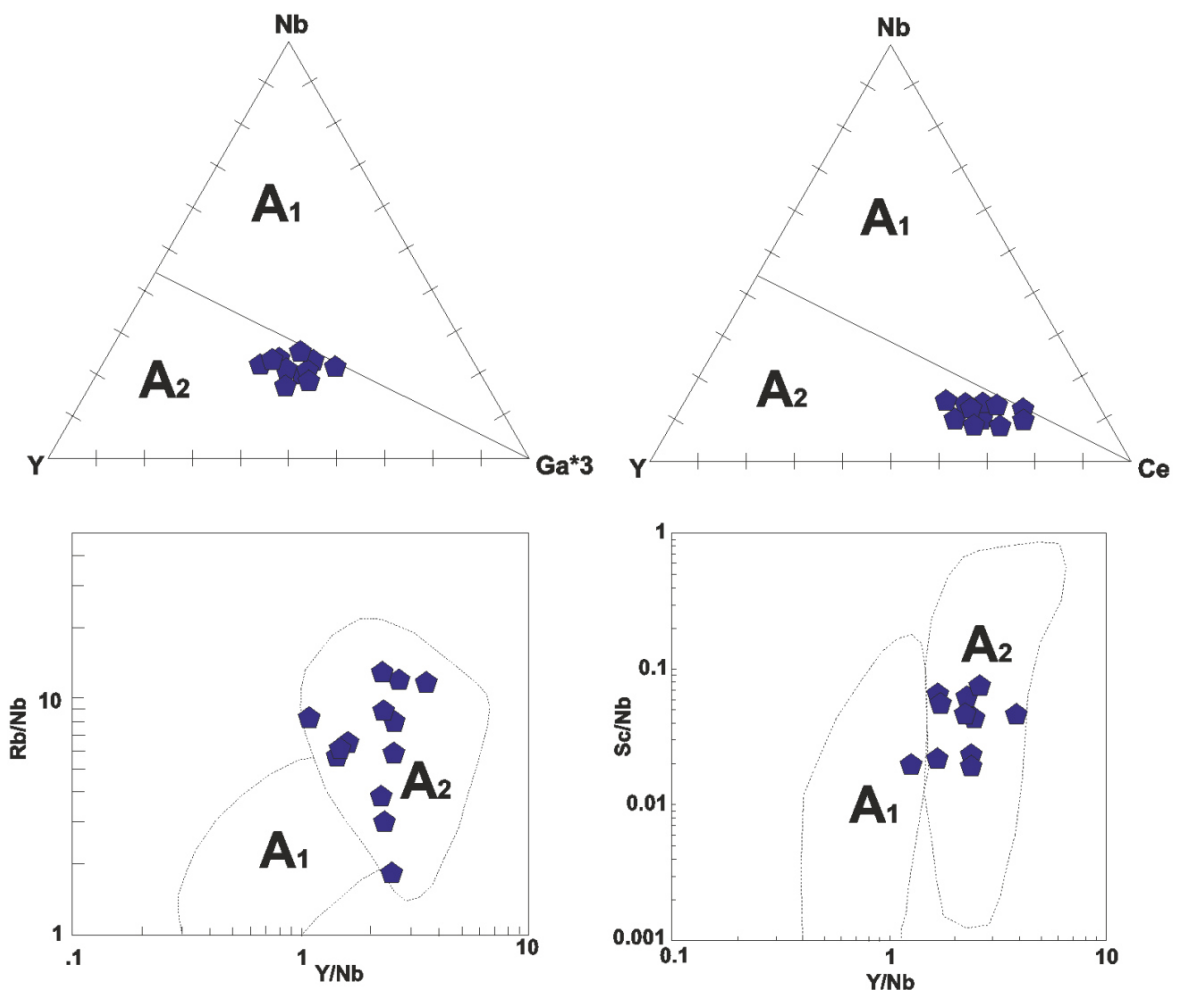


Рис. 10. Составы риолитов курбакинской свиты на дискриминантных диаграммах [18]. А1 – поле анорогенных внутрислитных гранитов, А2 – поле постколлизийных гранитов.

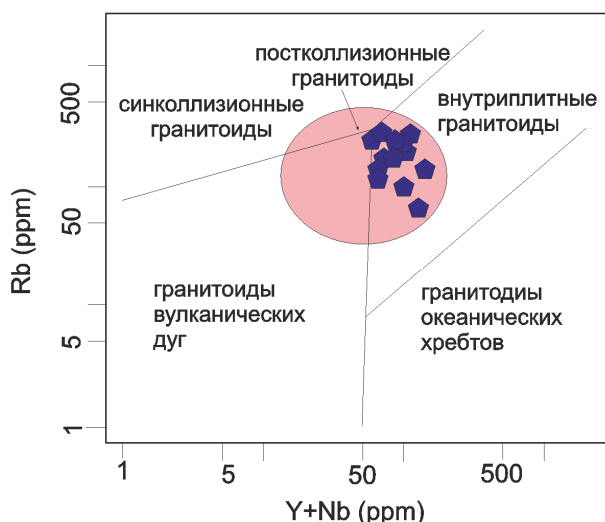


Рис. 9. Составы риолитов курбакинской свиты МС на дискриминантной диаграмме Rb-(Y+Nb) [17].

*Геохимическая типизация метабазальтов и их сравнение с метабазами ТЯС*

На диаграммах AFM [19] и Л. Дженсена [20] (рис. 11) фигуративные точки составов основных метавулканитов занимают поля соответствующие тренду железистой дифференциации, что предполагает принадлежность метабазальтов к толеитовой серии.

Характер распределения редкоземельных элементов в основных вулканитах МС близок с таковым в метабазах ТЯС. Однако для вторых, стоит отметить большую степень фракционирования REE, особенно в области тяжелых лантаноидов. Так для вулканитов тимской свиты  $(Gd/Yb)_n = 1,6-4,0$  [1], а для курбакинской  $(Gd/Yb)_n = 1,3-1,8$ . Значение отношений  $(La/Sm)_n$  варьируют в метабазах ТЯС от 1,5 до 5,1, а для пород МС составляют 1,7-2,7, чему соответствуют более пологие графики распределения (рис. 7а).

Анализ распределения высокозарядных и крупноионных элементов на мультидиаграммах (рис. 7 б, г) указывает на более существенные отличия метабазальтов ТЯС и МС. Для вулканитов Михайловской структуры характерны ярко выраженные трогии Nb, отсутствие или слабое проявление отрицательных аномалий

Ti, Zr и разнонаправленные Sr аномалии. Такое поведение высокозарядных элементов характерно для корово-контраминированных вулканитов (отрицательные аномалии Nb, Sr, Ti), и для вулканитов надсубдукционных обстановок (отрицательные аномалии Nb, Ti и, наоборот, положительная Sr) [21, 22]. Метабазиты ТЯС выделяются или положительными аномалиями Nb, Ti, Y (для подавляющего числа образцов) или их отсутствием, что указывает на мантийно-плюмовый компонент в источнике. Однако, большой разброс концентраций и обогащение Rb, Ba, Th и U, а также явные отрицательные аномалии Sr и Zr указывают на контраминацию расплавов коровым материалом [22, 23].

На дискриминантных диаграммах Zr-Nb-Y [24], Th-Hf-Ta [25] и La-Y-Nb [26] большинство фигуративных точек метабазальтов тимской свиты попадают в поля внутриплитных щелочных базальтов, внутриплитных толеитов и E-MORB базальтов (рис. 12). Точки составов метабазальтов курбакинской свиты на всех диаграммах занимают положение известково-щелочных и толеитовых базальтов островных дуг, что противоречит существующим представлениям об их формировании во внутриплитной рифтогенной структуре [2, 3].

*Фракционирование расплавов и коровая контраминация*

Кристаллизационное фракционирование может влиять на изменение содержаний петрогенных и совместимых элементов в порциях магмы, но не меняет значений отношений несовместимых элементов. На рис. 13 представлены диаграммы концентраций петрогенных оксидов в зависимости от содержания SiO<sub>2</sub>. При примерно одинаковом количестве SiO<sub>2</sub> в метабазах 1-го и 2-го типа изменение в концентрациях петрогенных оксидов отличается несущественно. Незначительные отличия проявлены для содержаний TiO<sub>2</sub>, CaO, MgO и P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. Такие данные в совокупности с различиями в концентрации REE, высокозарядных и литофильных элементов и их отношений (табл. 2) не могут быть объяснены обычным фракционированием, а, вероятно, свидетельствуют либо о влиянии на состав метабазальтов процессов коровой контраминации, либо о различии их магматических источников.

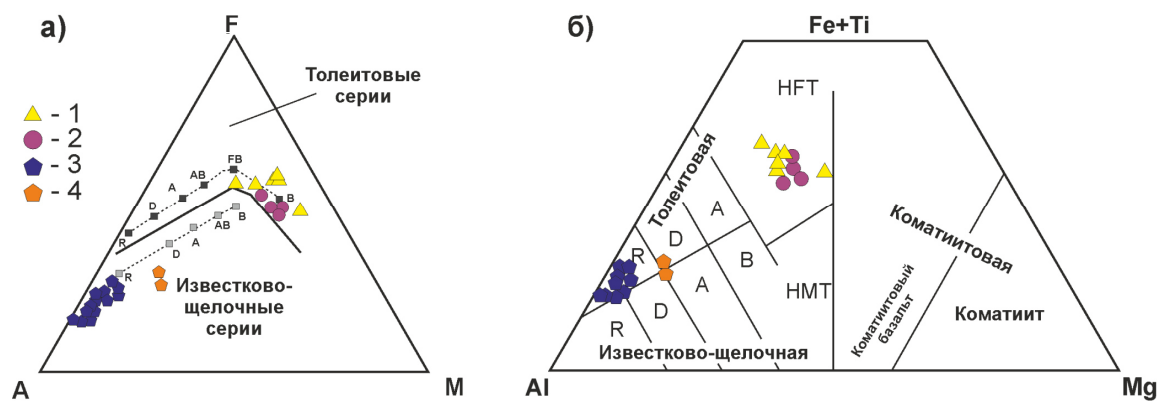


Рис. 11. Положение составов метабазальтов МС на треугольной диаграмме а) AFM [19] и б) Л. Дженсена [20]. Условные обозначения см. рис. 6.

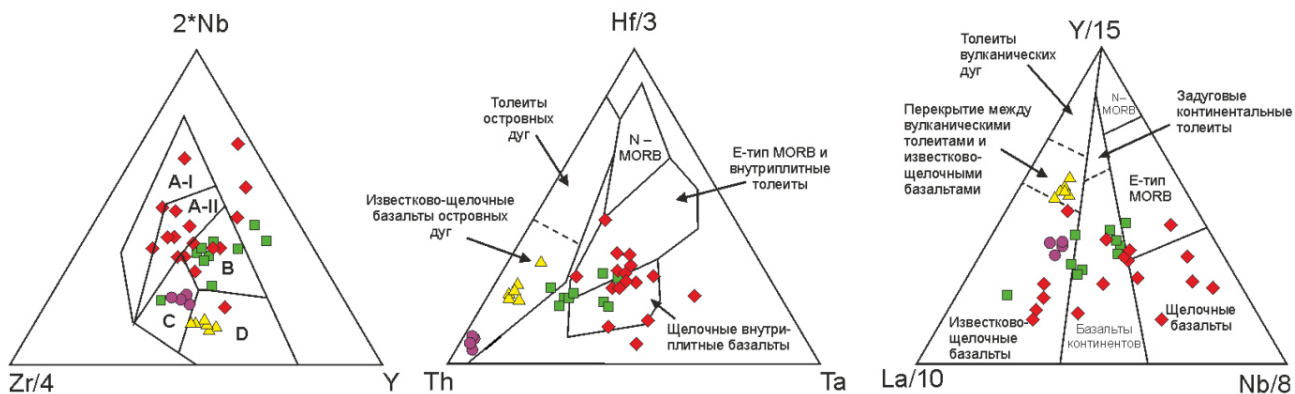


Рис. 12. Генетическая типизация метабазитов на диаграммах Zr-Nb-Y [24], Th-Hf-Ta [25] и La-Y-Nb [26]. Поля составов: А-I – внутриплитные щелочные базальты, А-II – внутриплитные щелочные базальты и внутриплитные толеиты, В – E-тип MORB, С – внутриплитные толеиты и толеиты океанических дуг, D – базальты океанических дуг и N-MORB. Условные обозначения: жёлтые треугольники – метабазиты 1-го типа (B1), фиолетовые кружки – метабазиты 2-го типа (B2), красные ромбы – метабазиты ТЯС, зелёные квадраты – амфиболиты Авильской синформы [1].

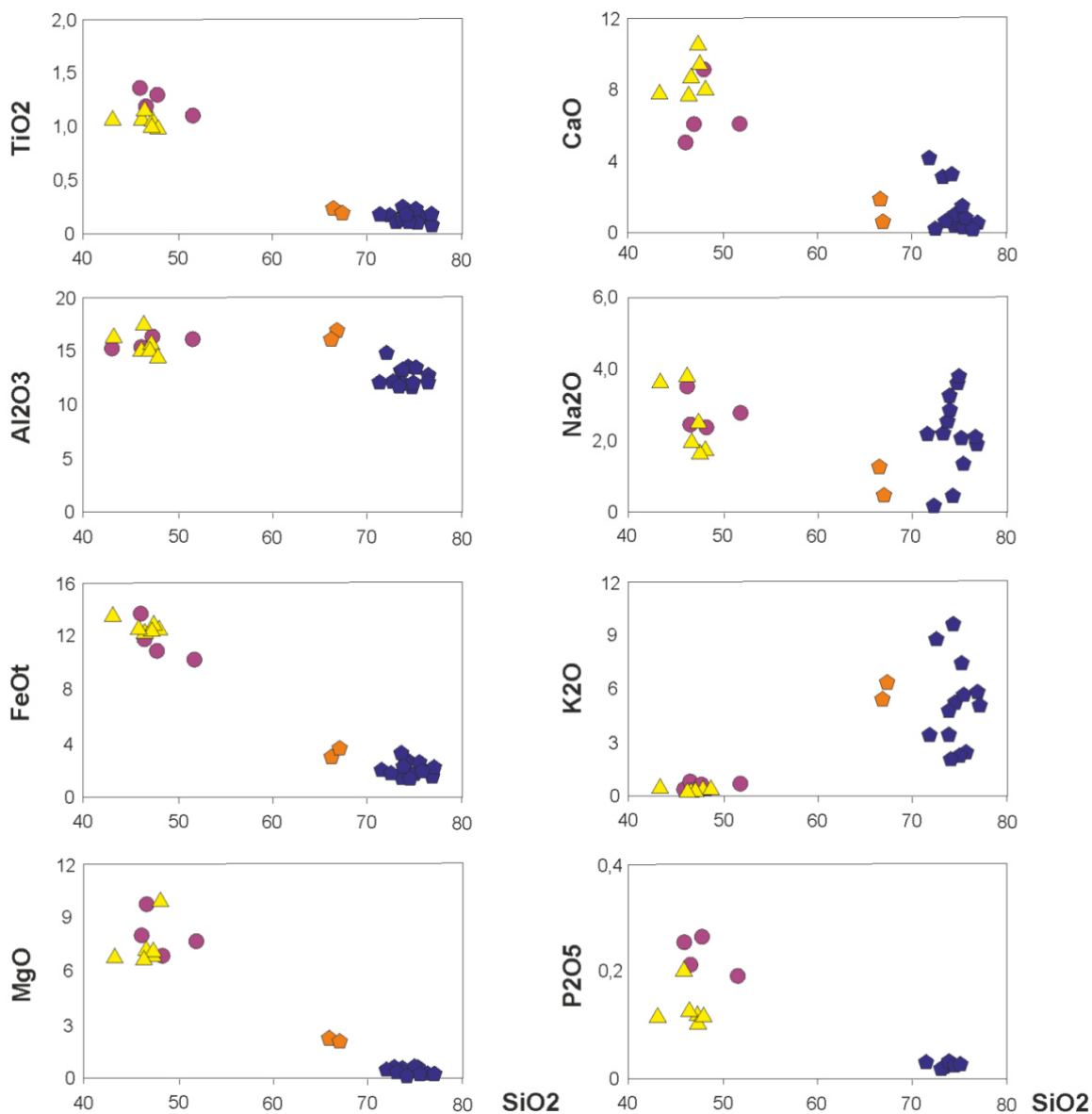


Рис. 13. Диаграммы концентраций петрогенных компонентов в зависимости от содержания SiO<sub>2</sub>. Петрогенные окислы приведены в массовых %. Условные обозначения см. рис. 6.

Отсутствие промежуточных членов непрерывной серии базальт – риолит предполагает, что риолиты, вероятно, не являются продуктами фракционной кристаллизации базальтов.

Такие особенности химического состава пород, как обогащение крупноионными литофильными элементами, легкими лантаноидами и отрицательная Nb аномалия на мультиэлементной диаграмме могут являться индикаторами: (1) коровой контаминации; (2) непосредственного выплавления в субдукционных обстановках; и (3) плавлением мантии в области, подвергшейся влиянию более раннего субдукционного магматизма или мантийного метасоматизма.

Для оценки корового вклада в генезис вулканитов МС нами были использованы индикаторные отношения Th/Yb и Nb/Yb [27]. На диаграмме Th/Yb–Nb/Yb (рис. 14) фигуративные точки составов metabазальтов 1-го типа располагаются в области субдукционных вулканогенных пород Марианской дуги. Вклад субдукционного компонента при генезисе данного типа пород также подтверждается распределением REE и других несовместимых элементов схожим с таковым в островодужных базальтах Центральной Камчатки (рис. 7а, б). Положение точек составов metabазальтов 2-го типа между составами metabазальтов 1-го типа и гранитоидов ТТГ ассоциации, которые предположительно могут выступать контаминантами, указывают на явный привнос корового вещества. Однако есть геохимические особенности, которые нелегко объяснить коровой контаминацией, например, более высокие магнезиальность, концентрации Cr и Ni.

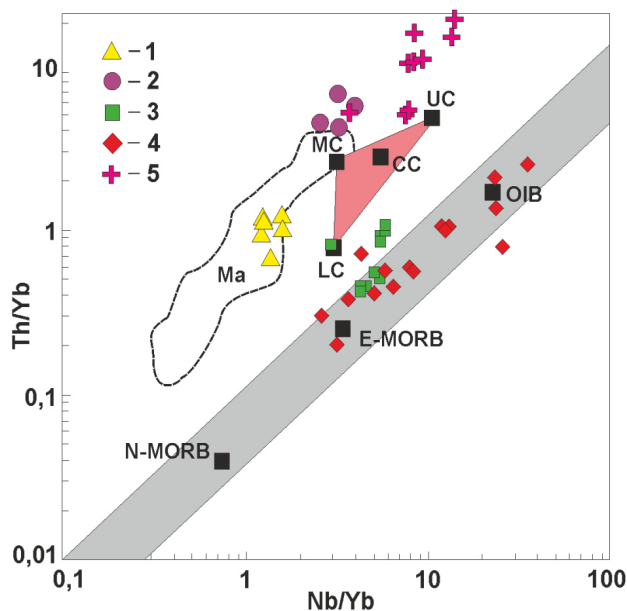


Рис. 14. Составы пород МС, ТЯС и АС на диаграмме Th/Yb–Nb/Yb, по [27]: 1, 2 – metabазальты МС первого и второго типа соответственно, 3 – амфиболиты Авильской синформы [1], 4 – вулканиты ТЯС [1], 5 – гранитоиды ТТГ ассоциации Курского блока [28]. Мантийная последовательность MORB – OIB и составы пород Марианской дуги (Ma) [27], составы верхней (UC), средней (MC), нижней (LC) коры и средний состав континентальной коры (CC) [29].

Составы пород ТЯС расположены в области источников типа OIB и E-MORB, незначительно смещаясь в сторону континентальной коры, что вполне соответствует представлениям об обогащенности магматических источников континентальных рифтов на всем протяжении их развития [30, 31] и многостадийной контаминация расплавов коровым веществом на уровне нижней и верхней коры [32-34].

#### Источники расплавов

Для определения магматических источников вулканитов МС и их сопоставление с источниками metabазитов ТЯС нами были использованы отношение Zr/Nb [22, 35] и параметр ΔNb [22, 36]. Вулканиты курбакинской и тимской свит подвержены процессам метаморфизма и поэтому эти параметры, учитывающие наиболее инертные элементы (Zr, Nb и Y) выбраны нами как наиболее информативные для идентификации мантийно-плюмовой компоненты.

Параметр ΔNb определяется как:  $\Delta Nb = \log(Nb/Y) + 1,74 - 1,92 \cdot \log(Zr/Y)$ . Значения  $\Delta Nb > 0$  соответствуют базальтам с плюмовой компонентой, а значения  $\Delta Nb < 0$  отвечают базальтам, генерированным частичным плавлением деплетированной верхней мантии. Однако, использование параметра ΔNb для выявления плюмовой компоненты имеет ряд ограничений, связанных с отклонением этой величины в сторону отрицательных значений. Первое ограничение связано со случаями взаимодействия плюма с континентальной литосферой и контаминацией коровым материалом. Второе важное ограничение метода касается степени частичного плавления верхней мантии. Очень малые степени плавления гранатового лерцолита (< 1 – 2%) и высокие (30–60%) степени плавления плюмового источника сильно влияют на отношения Nb/Y и Zr/Y в генерируемых расплавах, что также отражается на параметре ΔNb показывающем отрицательные значения [22].

Наиболее информативной группой пород для поиска плюмовой компоненты являются вулканиты, генерированные при умеренных степенях частичного плавления (2-3% – 15-20%), т.е. толеиты [22]. По петрогеохимическим данным и значениям  $(Gd/Yb)_n = 1,3-1,8$  для metabазальтов МС в качестве источника предполагается шпинелевый лерцолит со степенью частичного плавления удовлетворяющими вышеприведенным требованиям.

Основные вулканиты курбакинской свиты по значению Zr/Nb делятся на две группы, соответствующие базальтам первого типа (Б1), с отношением Zr/Nb = 24,3-29,6, что сближает их с производными деплетированной мантии (Zr/Nb ~ 30) [35] и островодужными толеитами (Zr/Nb ~ 20-36) [22, 37]. Базальты (Б2) второго типа (Zr/Nb = 17 – 17,8) более близки к значениям континентальной коры (Zr/Nb ~ 16,2) [29, 35]. По параметру ΔNb базальты отличаются незначительно и характеризуются отрицательными значениями:  $\Delta Nb(Б1) = -0,16 - -0,32$ ,  $\Delta Nb(Б2) = -0,11 - -0,2$ , что характерно для островодужных толеитов (IAT) [22,

37] или N-MORB [12, 38]. Разницу в значениях  $\Delta Nb$  можно объяснить контаминацией расплавов материалом континентальной коры, для которой  $\Delta Nb \sim 0$  [29].

Для метабазитов тимской свиты отношение  $Zr/Nb$  колеблется в широких пределах от 2,2 до 15,3 (среднее значение = 6,7), что наиболее соответствует обогащенному типу источника – EM I [35]. Для абсолютного большинства образцов значение  $\Delta Nb > 0$  (0,11–1,58), что указывает на присутствие мантийно-плюмовой компоненты.

На диаграмме  $Th/Yb - Nb/Yb$  (рис. 14) точки составов метабазитов ТЯС и АС [1] занимают широкое поле между обогащенными источниками типа E-MORB и OIB и веществом континентальной коры (CC). Фигуративные точки составов метабазитов курбакинской свиты расположены в поле IAB – метасоматизированного мантийного источника (область островодужных толеитов Марианской дуги), либо в поле контаминации веществом континентальной коры.

### Выводы

Анализ геохимических особенностей пород бимодальной базальт-риолитовой серии курбакинской свиты Курского блока позволил сделать следующие выводы:

1. Кислые вулканиты, принадлежащие к контрастной базальт-риолитовой серии по геохимическим признакам (высокая железистость, повышенные концентрации щелочей и высокозарядных элементов: Nb, Ta, Zr, Y, U, Th и REE и низкие содержания Ca, Mg и Sr) относятся к гранитоидам А2-типа, и сформировались в постколлизийной геодинамической обстановке.

2. Метабазальты курбакинской свиты образовались на стадии распада коллизийного орогена, но, тем не менее, имеют некоторые геохимические признаки субдукционных базальтоидов. Это объясняется близостью геохимических сигнатур, характерных для постколлизийных и субдукционных вулканических серий [39–41]. Метабазальты обогащены некогерентными элементами, и по их содержанию подразделяются на два типа (Б1) и (Б2) по значениям соотношений  $Th/Yb$ ,  $Nb/Yb$ ,  $Zr/Nb$  и  $\Delta Nb$ , соответствующие менее и более контаминированным разностям.

3. По соотношениям ряда несовместимых элементов и значениям  $\Delta Nb$  для вулканитов тимской и курбакинской свит, установлены различные источники их расплавов. Источником вулканитов ТЯС является литосферная мантия, обогащенная веществом мантийного плюма, формирующим источник типа OIB (базальты океанических островов – производные обогащенной мантии), с примесью материала континентальной коры. Метабазальты МС, вероятно, являются продуктами частичного плавления метасоматизированного мантийного источника типа (IAB – базальты островных дуг) в сочетании с коровой контаминацией.

4. Незначительный объем вулканитов (мощность до 150–200 метров), постколлизийная природа риолитов и наличие субдукционных признаков у метабазитов, может указывать на их приуроченность к пост-

коллизийной рифтовой структуре. Более молодой возраст курбакинской свиты, по сравнению с тимской подтверждается отсутствием секущих тел ультрамафит-мафитовых пород золотухинского (2070 млн лет) [10] и диорит-гранодиоритов стойло-николаевского комплексов (2050–2070 млн лет) [9].

### ЛИТЕРАТУРА

1. Савко, К. А. Метабазиты Тим-Ястребовской и Авильской рифтогенных структур на восточной окраине Сарматии: геохимия, источники расплавов и геологические корреляции / К. А. Савко, С. В. Цыбуляев, Е. Х. Кориш // Вестник Воронежского ун-та. Сер.: Геология. – 2016. – №2. – С. 51–65.
2. Чернышов, Н. М. Модель геодинамического развития Воронежского кристаллического массива / Н. М. Чернышов, В. М. Ненахов, И. П. Лебедев, Стрик Ю. Н. // Геотектоника. – 1997. – №3. – С.21–30.
3. Холин, В. М. Геология, геодинамика и металлогеническая оценка раннепротерозойских структур КМА: автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук / В. М. Холин. – Воронеж. – 2001. – 24 с.
4. Савко, К. А. Мегаблок Сарматия как осколок суперкратона Ваалбара: корреляция геологических событий на границе архея и палеопротерозоя / К. А. Савко, А. В. Самсонов, В. М. Холин, Н. С. Базиков // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2017. – Т. 25, – № 2, – С. 3–26.
5. Gorbatschev, R. Frontiers in the Baltic Shield / R. Gorbatschev, S. Bogdanova // Precambrian Res. – 1993. – V. 64. – P. 3–21.
6. Савко, К. А. Зональный метаморфизм и петрология метапелитов Тим-Ястребовской структуры, Воронежский кристаллический массив / К. А. Савко, Т. Н. Полякова // Петрология. – 2001. – Т. 9. – № 6 – С. 593–611.
7. Полякова, Т. Н. Петрология метапелитов и силикатно-карбонатных пород Тим-Ястребовской структуры (Воронежский кристаллический массив) / Т. Н. Полякова, К. А. Савко, В. Ю. Скрябин // Труды НИИ Геологии ВГУ. – 2006. – Вып. 35. – Воронеж : Изд-во Воронеж. гос. ун-та. – 125 с.
8. Артеменко, Г. В. Геохронология Среднеприднепровской, Приазовской и Курской гранит-зеленокаменных областей УЩ и ВКМ: Автореф. дисс. докт. геол.-минерал. наук / Г. В. Артеменко – Киев. – 1998. – 232 с.
9. Савко, К. А. Палеопротерозойские гранитоиды Тим-Ястребовской структуры Воронежского кристаллического массива: геохимия, геохронология и источники расплавов / К. А. Савко, А. В. Самсонов, Н. С. Базиков, Е. Н. Козлова // Вестник Воронежского ун-та. Сер.: Геология. – 2014. – № 2. – С. 56–78.
10. Альбеков, А. Ю. Реперное U-Pb изотопное датирование палеопротерозойских габброидных формаций Курского блока Сарматии (Воронежский кристаллический массив) / А. Ю. Альбеков, М. В. Рыборак, П. С. Бойко // Вестник Воронеж. гос. ун-та. Сер.: Геология. – 2012. – № 2. – С. 84–95.
11. Карандашев, В. К. Использование высокообогащенных стабильных изотопов в массовом анализе образцов горных пород, грунтов, почв и донных отложений методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой / В. К. Карандашев, В. А. Хвостиков, С. Ю. Носенко, Ж. П. Бурмий // Журнал «Заводская лаборатория. Диагностика материалов». – 2016. – Т. 82, – №7. – С. 6–15.
12. Sun, S.-S. Chemical and Isotopic Systematic of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes / S.-S. Sun and W. F. McDonough // Journal of the Geological Society of London, Special Publications. – 1989. – V. 42. – P. 313–345.

13. GEOROC (Geochemistry of Rocks of the Oceans and Continents) [Электронный ресурс]: электронная база данных / – Режим доступа: <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc>, свободный.
14. Складов, Е. В. Интерпретация геохимических данных: Учеб. пособие / Е. В. Складов и др.; Под ред. Е. В. Складова. // Москва (Интернет Инжиниринг), – 2001. – 288 с.
15. Whalen J. B. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis / J. B. Whalen, K. L. Currie, B. W. Chappell // *Contrib. Miner. Petrol.* – 1987. – V. 95. – P. 407–419.
16. Eby, G. N. The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis / G. N. Eby // *Lithos.* – 1990. – V. 26. – P. 115–134.
17. Pearce, J. A. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks / J. A. Pearce, N. W. Harris & A. G. Tindle // *Journal of Petrology.* – 1984. – Vol. 25. – P. 956–983.
18. Eby, G. N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications / G. N. Eby // *Geology.* – 1992. – Vol. 20, Issue 7. – P. 641–644.
19. Irvine, T. N. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks / T. N. Irvine, W. R. A. Baragar // *Canadian Journal of Earth Sciences.* – 1971. – V. 8. – P. 523–548.
20. Jensen, L. S. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks / L. S. Jensen // *Ontario Div. Mines. Misc. Pap.*, – 1976. – 66 p.
21. Мартынов, Ю. А. Геохимия базальтов активных континентальных окраин и зрелых островных дуг (на примере Северо-Западной Пацифики) / Ю. А. Мартынов. – Владивосток: Дальнаука, – 1999. – 218 с.
22. Щипанский, А. А. Субдукционные и мантийно-плюмовые процессы в геодинамике формирования архейских зеленокаменных поясов. / А. А. Щипанский. – Москва: Изд-во ЛКИ, – 2008. – 560 с.
23. Балашов, Ю. А. Геохимия редкоземельных элементов / Ю. А. Балашов. – М.: Наука, – 1976. – 286 с.
24. Meschid, e M. A. method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeites with the Nb-Zr-Y diagram / M. A. Meschide // *Chem. Geol.* – 1986. – V.56. – P. 207–218.
25. 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 / D. A. Wood // *Earth and Planetary Science Letters.*, 1980. – V. 50. – P. 11–30.
26. Cabanis, B. Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus del melange et/ou de contamination crustale / B. Cabanis, M. Lecolle // *C. R. Acad. Sci. Paris.*, – 1989. – V. 309. – P. 2023–2029.
27. Pearce, J. A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust / J. A. Pearce // *Lithos.* – 2008. – V. 100. – P. 14–48.
28. Савко, К. А. Архейская тоналит-трондьемит-гранодиоритовая ассоциация Курского блока, Воронежский кристаллический массив: состав, возраст и корреляция с комплексами Украинского щита / К. А. Савко, А. В. Самсонов, А. Н. Ларионов, Е. Х. Кориш, Н. С. Базиков // *Докл. РАН.* – 2017. (в печати).
29. Rudnick, R.L. Composition of the Continental Crust. / R. L. Rudnick, S. Gao. Editors H. D. Holland, K. K. Turekian. – Amsterdam: Elsevier, – 2003. – V. 3. – P. 1–64.

Воронежский государственный университет

Цыбуляев Сергей Владимирович, аспирант кафедры полезных ископаемых и недропользования

E-mail: [stsybulyaev@bk.ru](mailto:stsybulyaev@bk.ru)

Тел.: 8-930-408-88-91

Савко Константин Аркадьевич, доктор геолого-минералогических наук, профессор, заведующий кафедрой полезных ископаемых и недропользования

E-mail: [ksavko@geol.vsu.ru](mailto:ksavko@geol.vsu.ru); Тел.: 8-915-544-21-64

Voronezh State University

Tsybulyaev S. V., Postgraduate Student of the Mineral Resource Department

E-mail: [stsybulyaev@bk.ru](mailto:stsybulyaev@bk.ru)

Tel.: 8-930-408-88-91

Savko K. A., Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Professor, Head of the Mineral Resource Department

E-mail: [ksavko@geol.vsu.ru](mailto:ksavko@geol.vsu.ru)

Tel.: 8-915-544-21-64