

УДК 552.08:551.72(470.55/.57)

СУИМСКИЙ И КУРГАССКИЙ РИФЕЙСКИЕ ДАЙКОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ: СОСТАВ И ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ (ЮЖНЫЙ УРАЛ, БАШКИРСКИЙ МЕГАНТИКЛИНОРИЙ)

А.О. Хотылев¹, Ал.В. Тевелев¹, В.М. Мосейчук², А.Ю. Бычков¹, Н.Б. Девишева¹

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

² ООО НТПП «ГЕОПОЙСК», Челябинск

Поступила в редакцию 10.08.17

Архейско-протерозойские образования тараташского комплекса (северное окончание Башкирского мегантиклинория, Южный Урал) и обрамляющие его рифейские осадочные комплексы рассечены многочисленными дайками основного состава. Обоснованы критерии выделения суимского и кургасского комплексов малых интрузий в пределах изученной территории, приведены петрологические и геохимические их характеристики и особенности, определен возраст их формирования.

Ключевые слова: геохимия, рифей, дайки, долериты, габбро, Южный Урал.

Khotylev A.O., Tevelev A.V., Moseichuk V.M., Bychkov A.Yu., Devisheva N.B. Suim and Kurgas Riphean dyke complexes: composition and petrological features (South Urals, Bashkirian Meganticlinorium). Bulletin of Moscow Society of Naturalists. Geological Series. 2017. Volume 92, part 5. P. 3–14.

Archean to Proterozoic formations of Taratash Complex (northern part of the Bashkirian Meganticlinorium, South Urals) and its framing Riphean sedimentary complexes are dissected by numerous basite dykes. This study proposes reasons for assignment of Suim and Kurgas complexes of small intrusions, assumptions for the age of their formation.

Key words: geochemistry, Riphean, dykes, dolerites, gabbro, South Urals.

На сегодняшний день в пределах Башкирского мегантиклинория в докембрийских отложениях выявлено значительное число дайковых комплексов различного возраста и состава, в то время как собственно крупные интрузивные комплексы (бердяшский, кусино-копанский и ряд других) играют значительно меньшую роль (Алексеев, 1979, 1984; Ковалев, 2008; Пучков, 2012). В статье рассмотрены только дайки и силлы основного состава (долериты, габбро-долериты и габбро), заключенные в архейско-протерозойских образованиях тараташского комплекса (Тараташский выступ, северное замыкание Башкирского мегантиклинория), и не обсуждаются многочисленные пикритовые, долерит-пикритовые, эссекситовые, вариолитовые и прочие дайковые комплексы, развитые на территории всего Башкирского мегантиклинория (рис. 1) (Ковалев и др., 2015).

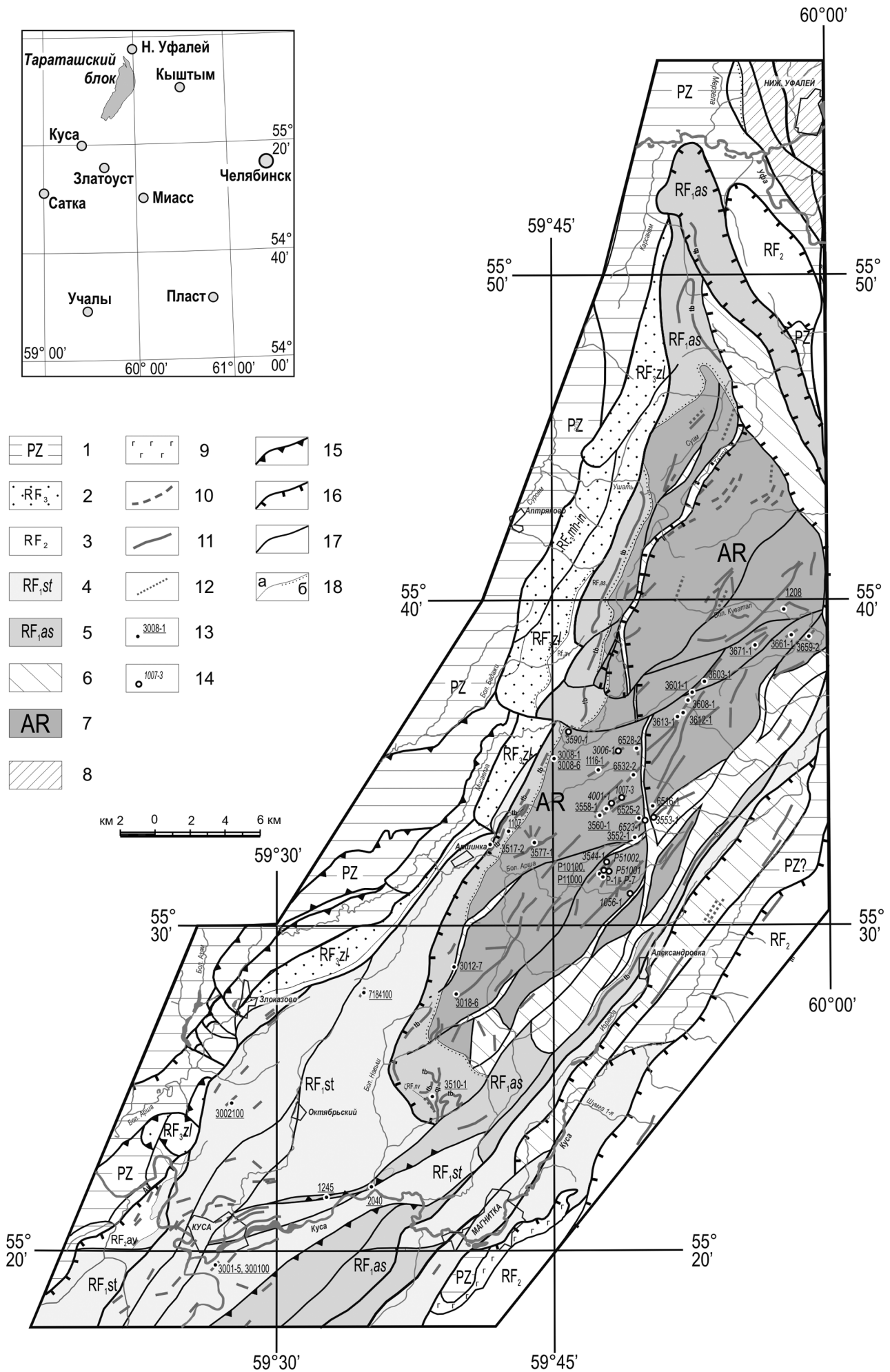
Мы даем петрологическую и геохимическую характеристику даек габброидов, распространенных в породах тараташского комплекса, сравниваем ее с известными гипабиссальными комплексами данного района, предлагаем петрохимические признаки комплексов, которые можно было бы использовать при оценке возраста формирования конкретного тела. Работы проводились в 2012–2015 гг. в рамках проекта по геологическому доизучению территории листа N-40-VI (Куса) совместно с ООО НТПП «ГЕОПОЙСК» (г. Челябинск).

Материал и методы

В работе использованы собственные геохимические и петрологические данные по 42 дайкам габброидов, рассекающих породы тараташского комплекса и его обрамления, а также ряд геохимических данных из работ предшественников.

Анализы на петрогенные оксиды (43 анализа) проводились в химической лаборатории геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова (г. Москва) и в Южно-Уральском центре коллективного пользования по исследованию минерального сырья (г. Миасс, аналитик Т.В. Семенова) стандартными методами комплексонометрии (методика НСАМ 163-Х), а также в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН (г. Москва) методом рентгеноспектрального флуоресцентного анализа (XRF) на вакуумном спектрометре последовательного действия с дисперсией по длине волны (модель Axios mAX производства компании PANalytical, Нидерланды, 2012 г.) аналитиком А.И. Якушевым.

Рассеянные элементы (54 анализа) определялись методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) на масс-спектрометре Elan 9000 в лаборатории кафедры геохимии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова (аналитик Я.В. Бычкова) с разложением по стандартным методикам спекания и в Южно-Уральском центре коллективного пользования по исследованию



минерального сырья (г. Миасс, аналитик М.Н. Маляренок). Нижние пределы обнаружения содержания элементов составляют 0,1–1 мкг/г.

Ряд образцов изучен на растровом электронном микроскопе «Jeol JSM-6480LV» в лаборатории локальных методов исследования вещества кафедры петрологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова (оператор В.О. Япаскurt).

Обоснование задач и современное состояние проблемы

Согласно легенде Уральской серии листов геолкарты-1000/3, в Башкирском мегантиклинории выделяется ряд рифейских габбро-долеритовых гипабиссальных комплексов малых интрузий: кургаский (RF_{1-2} , 1350–1380 млн лет), повальненский (RF_2 , 1060–1078 млн лет) и инзерский (RF_3 , 802–930 млн лет). Помимо этого, по данным В.И. Петрова и В.И. Ленных, проводивших геологическую съемку масштаба 1:50 000 в Кусинском районе в 1973–1975 гг., в метаморфических образованиях тараташского комплекса распространены долериты, метадолериты и габброиды раннерифейского суимского и позднерифейского ерохинского комплексов. В Бакало-Саткинском районе В.И. Петров (геологическая съемка масштаба 1:50 000, 1995 г.) выделил монастырский комплекс предположительно среднерифейского возраста. Кроме этого, магматические образования входят в состав вулканогенных свит: айской (RF_1) – трахибазальты (эти образования иногда обособливаются в условный навышский комплекс); машакской и кувашской (RF_2) – контрастная серия (базальты, риолиты); аршинской и ашинской (V_{1-2}) – непрерывная серия от базальтов до дацитов (Горожанин и др., 2014; Краснобаев и др., 1992, 2013; Ронкин и др., 2008, 2016).

Во избежание путаницы, в рамках настоящей статьи авторы используют следующие названия комплексов с соответствующим возрастом: ранний рифей – *суимский* (около 1615 млн лет) и *кургаский* (в его составе юшинский, 1300–1380 млн лет, т.е. шире, чем в серийной легенде); средний рифей – *повальненский* (в его составе монастырский, около 1050 млн лет); поздний рифей – *инзерский* (в его составе ерохинский, около 700–800 млн лет). Термин «дайка» также применяется нами в более широком смысле как пластообразное интрузивное тело вне зависимости от взаимоотношения с вмещающими породами, поскольку для многих тел установить их структурный тип (дайка или силл) в силу плохой обнаженности не представляется возможным.

К сожалению, перечисленные выше дайковые комплексы имеют очень сходные петрологические характеристики, на основании которых разделить их, по существу, невозможно. Нет сомнений, что они формировались неоднократно, это отмечали все исследователи, в том числе и Ю.Д. Смирнов (1963, с. 155): «Большинство исследователей высказываются в пользу многократного внедрения габбро-диабазов. В пределах Южного Урала выделяются габбро-диабазы, связанные с бакальской (ранний рифей), авзянской (средний рифей) и миньярской (верхний рифей) фазами тектогенеза. Наши исследования показали, что интрузии габбро-диабазов, связанные с этими фазами тектогенеза, очень близки по составу, метаморфизму и геохимической специализации».

В пределах Тараташского блока, где и были сосредоточены наши исследования, количество даек очень велико: В.И. Ленных и В.И. Петров (1978, с. 59) отметили, что «в ряде хорошо изученных разрезов тела диабазов составляют 15–20% видимой мощности. Так, к югу от горы Бильдиш в разрезе, вскрытом профилем канав общей протяженностью 3584 м, выявлено 58 даек. На Куватальском участке скв. 155 из 917 погонных метров 198 м прошла по диабазам (23 дайки)». Наши полевые исследования полностью подтверждают широчайшее распространение даек (рис. 1).

Подавляющее большинство тел сходны между собой: они имеют северо-восточное простирание, ширину от 5–7 до 25–30 м и протяженность до первых километров. Породы не подвергались мигматизации и не затронуты зонами бластомилонитов, а следовательно, можно предполагать, что они моложе этих событий и их возраст не древнее 1850 млн лет (Тевелев и др., 2015). При этом не подлежит сомнению, что здесь распространены и более древние, раннепротерозойские дайки, так как некоторые из них рассечены мигматитами.

В связи с невозможностью определить изотопный возраст для каждого тела за основу для их группировки можно взять только петрологические и петрохимические характеристики. При анализе этих данных было установлено, что все породы можно разделить на две группы, хорошо различающиеся по целому ряду параметров, главным образом, по содержанию оксида титана, рассеянных элементов, а также по разному количеству микропегматитовых сростаний и облику пироксенов. В связи с весьма спорным возрастом этих двух групп (см. ниже) авторы будут использовать названия «обедненная» и «низкотитанистая» для первой

Рис. 1. Схема расположения Тараташского блока и изученных объектов: 1 – палеозойские образования; 2 – верхний рифей: инзерская и миньярская свиты (RF_{3in-mn}), зильмердакская свита (RF_{3zl}); 3 – среднерифейские образования, в том числе авзянская свита (RF_{2av}); 4, 5 – нижний рифей: 4 – саткинская свита; 5 – айская свита с горизонтами трахибазальтов (tb); 6 – бластомилониты и тектониты; 7 – архейско-протерозойские образования тараташского комплекса; 8 – Уфалейский блок протерозойского возраста; 9 – Кузино-Копанский массив; 10 – дайки пикритов и пикродолеритов; 11 – дайки долеритов, габбро и метадолеритов; 12 – дайки кислого состава; 13, 14 – точки отбора проб с указанием их номера; 13 – высокотитанистые тела кургаского комплекса; 14 – низкотитанистые тела суимского комплекса; 15 – шарьяжи; 16 – надвиги; 17 – разломы; 18 – геологические границы: а – согласные, б – несогласные. Координаты точек отбора проб приведены в табл. 1

группы и «обогащенная» и «высокотитанистая» — для второй. Их соотношение с известными комплексами будет обсуждено ниже.

Следует отметить, что никакой закономерности в размещении тел, принадлежащих этим двум группам, не обнаружено (тела из разных групп могут располагаться рядом). Это доказывает, что приведенные ниже характеристики их состава, вероятнее всего, первоначальные, а не приобретенные ими при позднейших изменениях (рис. 1).

Результаты

Низкотитанистая группа. Отличительная петрографическая черта — весьма высокая степень вторичных изменений: иногда до 60% породы составляют актинолит и хлорит, плагиоклаз сильно сосюритизирован. В целом это мелко-среднекристаллические массивные породы, сложенные идиоморфным плагиоклазом (35–60%), вторичным актинолитом и почти не содержащие пироксена — он полностью замещен актинолитом (до 30–60%), хлоритом и серицитом. Породы обладают реликтовой габбровой структурой и массивной, изредка слабополосчатой текстурой. В наименее измененных разностях минеральный состав примерно такой: клинопироксен — 30–32%, плагиоклаз — 60%, кварц-полевошпатовые симплектиты — 5–7%, тремолит — 2–3%. Кристаллы плагиоклаза размером до 0,7–0,2 мм длиннопризматические, образуют основную ткань породы. Плагиоклаз на 90% замещен эпидотом и цоизитом, а также листочками серицита. Промежутки между кристаллами пироксена и плагиоклаза могут быть заняты симплектитовыми сростаниями кварца и полевого шпата, причем кварц в них явно преобладает, но в целом количество таких сростаний не превышает первых процентов. Также обнаруживаются длинные, до 1,5 мм кристаллы тремолита, вероятно, развившиеся по пироксенам. Рудного минерала (титаномагнетит) не более 1–1,5%, он образует ксеноморфные скелетные выделения, собранные в агрегаты размером до 1–1,5 мм.

По кремнекислотности низкотитанистые разности располагаются в полях габбро и габбро-диоритов. Они отличаются от высокотитанистых долеритов комплекса умеренным содержанием TiO_2 — не более 1,4% (рис. 2), K_2O — в основном менее 1%, хотя есть и редкие разности, обогащенные K_2O и P_2O_5 (табл. 1). Различия между этими комплексами проявляются и в соотношении оксидов натрия и калия (рис. 3): так, фигуративные точки низкотитанистых пород на диаграмме K_2O-Na_2O выстраиваются в почти горизонтальный ряд: изменяется содержание K_2O при практически неизменном содержании Na_2O . Для высокотитанистых разностей содержания щелочей связаны обратной пропорциональной зависимостью и, соответственно, образуют отрицательный тренд на диаграмме. Возможно, это свя-

зано с тем, что в силу более древнего возраста (см. ниже) низкотитанистые дайки успели претерпеть метасоматическую переработку (например, одновременно с метасоматозом навьшских вулканитов).

Что касается распределения рассеянных элементов, то породы низкотитанистой группы весьма близки к E-MORB (рис. 4, табл. 2). Причины сильного обеднения высокозарядными элементами (Zr, Hf, Ta, Nb), характерного для большинства рифейских габброидов, до конца не ясны (Ковалев, 2011; Ковалев и др., 2015). Обычно эта особенность рассматривается как признак надсубдукционных обстановок, однако, по современным геодинамическим представлениям, островной дуги в рифее Урала не было. Зато «минимум» тантала и ниобия известен в сибирских траппах, для которых внутриплитное происхождение установлено достаточно достоверно (Кривоуцкая, 2012; Соболев и др., 2009). Неравномерное обогащение крупноионными элементами (U, Th, Rb, Ba) может быть связано с контаминацией корового вещества или какой-либо метасоматической переработкой. Обогащение свинцом принято считать признаком смешения с коровым веществом.

Здесь стоит отметить, что по характеру распределения рассеянных элементов породы низкотитанистой группы очень похожи на обедненные разности трахибазальтов навьшского комплекса нижнерифейской айской свиты (Хотылев, Тевелев, 2017). Никакого противоречия такое сходство не несет: если в айской свите распространены эффузивные фации, то должны были существовать и системы подводящих каналов для них. Сейчас айская свита перекрывает тараташский комплекс поверх коры выветривания (Пучков и др., 2014; Тевелев и др., 2014), но комплекс сильно эродирован и ранее вполне мог быть полностью перекрыт толщей айской свиты и подводящие каналы как раз были бы представлены дайками, которые сейчас и составляют низкотитанистую группу.

Высокотитанистая группа. Ее отличительные петрографические черты — обилие микрографических кварц-полевошпатовых сростаний, количество которых может достигать 25%, и присутствие клинопироксена с розоватым или коричневатым оттенком. Обилие микрографических сростаний обуславливает чуть более кислый состав — породы относятся к габбродиоритам, иногда к монцогаббро, монцодиоритам. В целом эти породы изменены слабо, имеют характерный массивный облик с гранофировой структурой. Плагиоклаз идиоморфный с размером зерен $1 \times 0,5$ мм (60%). Клинопироксен в виде мелких зерен (17–25%) с квадратными и близкими к ним сечениями, размером 0,2–0,3 мм. Обладает слабым плеохроизмом в розоватых тонах, $2V + 45-50$, $r > v$, частично по краям замещен каймой болотно-зеленого герцинита — агрегата шпинели и тремолита. Изредка встречаются кристаллы с зональным погасанием. По оптическим

Таблица 1

Содержания петрогенных оксидов в породах высокотитанистой (Н) и низкотитанистой (L) групп даек

		проба	широта	долгота	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
1	Н	6528/2	55°35'20.4"	59°49'22.2"	53,22	1,79	16,87	3,54	7,52	0,13	3,38	6,97	4,13	2,42
2	Н	3558/1	55°33'22.0"	59°47'42.5"	53,82	1,03	16,94	2,25	7,98	0,13	4,28	8,28	4,03	1,24
3	Н	3603/1	55°37'20.0"	59°53'15.1"	54,92	1,95	16,51	3,06	7,41	0,13	3,34	7,65	4,18	0,84
4	Н	3552/1	55°32'38.8"	59°49'28.7"	55,14	1,95	13,33	4,32	9,11	0,20	3,33	7,57	2,94	2,12
5	Н	1010	55°33'44.4"	59°48'21.3"	55,32	1,22	18,63	3,11	6,20	0,06	1,71	6,27	4,55	2,93
6	Н	3613/1	55°36'20.1"	59°51'44.7"	57,03	1,84	13,35	3,27	9,40	0,19	2,68	7,03	3,21	2,00
7	Н	6516/1	55°33'29.5"	59°50'32.3"	54,85	2,53	13,85	5,33	8,28	0,20	3,24	7,56	1,27	2,91
8	Н	1107	55°32'45.8"	59°45'55.7"	58,86	2,72	11,17	6,33	8,21	0,16	2,39	5,09	2,56	2,53
9	Н	3517/2	55°32'20.3"	59°41'35.9"	46,08	3,02	16,35	7,69	8,70	0,21	7,96	4,12	3,10	2,78
10	Н	3001/5	55°19'18.5"	59°26'37.3"	49,76	1,57	17,14	3,98	7,12	0,15	7,93	7,57	3,40	1,40
11	Н	2040-8	55°21'59.2"	59°34'46.8"	50,47	2,52	13,22	4,33	10,45	0,20	8,26	5,58	3,84	1,14
12	Н	2040-9	55°21'59.2"	59°34'46.8"	52,60	2,49	14,27	4,30	8,88	0,17	6,88	5,08	4,17	1,16
13	Н	3018/6	55°27'56.3"	59°39'42.3"	53,72	2,47	12,73	5,46	10,08	0,19	3,84	6,60	2,29	2,61
14	Н	3012/7	55°28'54.9"	59°39'24.8"	53,77	1,38	14,48	3,42	8,96	0,18	5,45	8,12	2,26	1,97
15	Н	P/3	55°31'35.2"	59°47'43.7"	55,21	2,34	15,49	5,34	7,43	0,17	2,20	6,53	3,64	1,65
16	Н	3608/1	55°36'55.5"	59°52'17.0"	56,83	1,69	13,43	4,19	9,18	0,18	2,78	6,75	3,07	1,90
17	Н	3577/1	55°32'18.6"	59°43'55.1"	56,11	1,55	13,38	7,32	7,37	0,18	3,78	5,24	3,32	1,75
18	Н	3601/1	55°37'04.7"	59°52'33.3"	57,24	1,80	13,86	3,73	9,12	0,16	3,22	6,56	2,76	1,55
19	Н	3008/1	55°35'07.6"	59°44'57.2"	53,07	1,64	14,03	5,76	8,12	0,19	4,84	7,08	2,51	2,75
20	Н	3560/1	55°33'30"	59°47'56.0"	49,56	2,06	17,37	4,40	8,79	0,13	4,03	8,19	4,09	1,38
21	Н	3510/1	55°24'32.9"	59°38'34.7"	51,23	1,98	19,76	2,34	4,63	0,09	5,82	1,30	0,28	12,57
22	Н	1245/1	55°21'27.1"	59°30'13.6"	51,55	3,47	14,71	3,19	8,86	0,16	6,17	6,89	1,12	3,87
23	Н	3612/1	55°36'25.1"	59°52'04.1"	56,46	2,25	12,13	4,28	9,66	0,17	3,59	6,71	2,75	2,00
24	Н	3001100	55°19'18.5"	59°26'37.3"	50,25	1,97	15,55	5,17	7,65	0,22	5,95	8,12	3,40	1,72
25	Н	3002100	55°24'24.2"	59°27'32.1"	48,34	2,65	13,00	4,64	8,11	0,17	8,98	10,04	2,92	1,14
26	Н	7184100	55°27'42.5"	59°34'00.9"	48,87	2,65	13,60	3,92	8,73	0,18	8,52	9,58	2,75	1,20
27	Н	P10100	55°31'35.0"	59°47'44.6"	49,29	1,12	15,44	4,29	8,76	0,22	7,59	9,00	2,16	2,12
28	Н	P11100	55°31'35.5"	59°47'40.3"	50,33	3,55	15,81	2,77	9,34	0,14	8,24	4,67	3,61	1,53
29	L	3006/1	55°35'27.1"	59°48'37.0"	51,25	1,12	14,24	5,00	8,95	0,23	6,02	10,10	2,49	0,59
30	L	3544/1	55°31'49.2"	59°47'43.8"	51,94	0,88	14,13	3,49	8,22	0,20	6,87	11,14	2,57	0,54
31	L	6523/1	55°33'08.6"	59°49'48.3"	52,00	0,77	15,48	3,43	6,62	0,20	6,83	10,05	2,57	2,04
32	L	P/1			49,75	1,13	14,89	5,36	8,50	0,23	6,59	9,31	2,30	1,93
33	L	P/5			51,06	0,89	14,69	4,23	7,88	0,22	7,94	8,55	2,33	2,22
34	L	P/4			51,06	0,96	14,22	4,29	8,27	0,25	7,46	9,26	2,66	1,59
35	L	4001/1	55°33'46.6"	59°48'28.4"	51,13	1,19	16,29	5,02	7,04	0,20	5,27	10,50	2,48	0,88
36	L	3590/1	55°35'57.6"	59°45'51.9"	51,56	0,95	14,28	4,29	8,43	0,22	7,04	9,60	1,92	1,71

		проба	широта	долгота	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
37	L	P/7			52,56	0,87	14,80	3,35	7,27	0,12	9,85	5,97	3,05	2,16
38	L	P/2			52,68	1,02	16,32	2,93	7,26	0,10	12,63	2,77	3,62	0,68
39	L	P/6			53,87	0,93	14,70	2,59	8,36	0,20	6,44	9,06	2,31	1,53
40	L	3553/1	55°32'38.8"	59°49'28.7"	52,60	0,79	15,77	3,46	6,58	0,18	7,73	10,40	1,56	0,93
41	L	1056/1	55°31'02.8"	59°49'11.5"	49,74	0,72	15,55	4,90	6,77	0,22	8,45	10,38	2,52	0,75
42	L	P51001	55°31'35.2"	59°47'43.7"	50,94	1,03	14,49	4,14	7,98	0,22	6,79	9,52	2,71	2,18
43	L	P51002	55°31'35.2"	59°47'43.7"	55,85	2,57	15,12	5,39	7,40	0,16	2,45	6,59	3,31	1,17

Примечание. Содержания приведены в весовых % и пересчитаны на 100%. Анализы выполнены по стандартным методикам в химической лаборатории геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова.

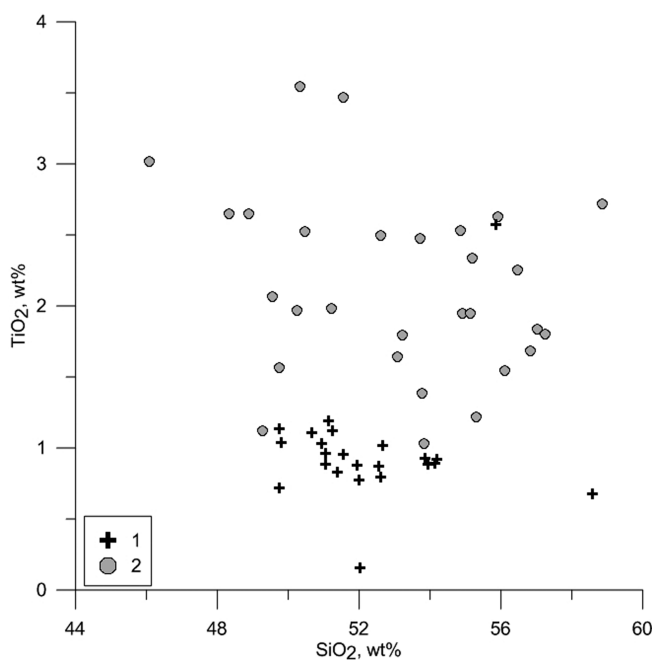


Рис. 2. Диаграмма SiO₂–TiO₂: 1 – суимский низкотитанистый комплекс; 2 – кургасский высокотитанистый комплекс. Содержания приведены в весовых процентах

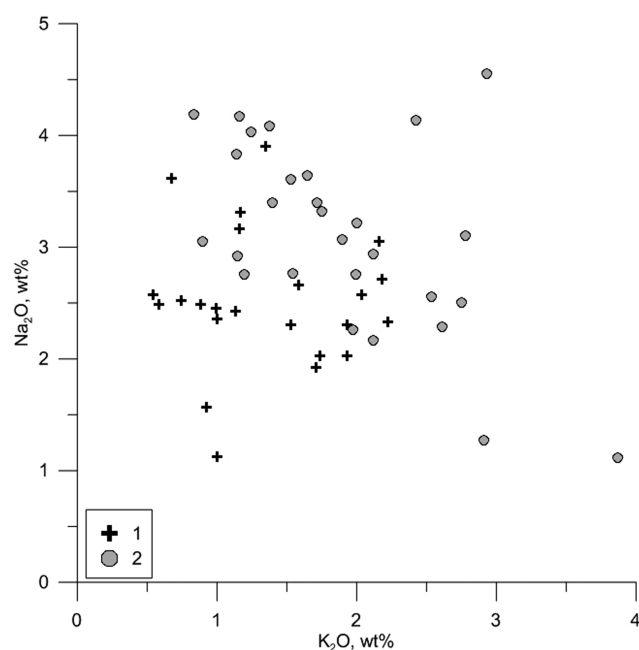


Рис. 3. Диаграмма K₂O–Na₂O: 1 – суимский низкотитанистый комплекс; 2 – кургасский высокотитанистый комплекс. Содержания приведены в весовых процентах

показателям клинопироксен можно отнести к титанистому авгиту, хотя характерных для него структур типа «песочные часы» нам обнаружить не удалось, но они отмечены ранее (Ленных, Петров, 1978).

Как выше уже отмечалось, около 15–20% породы сложено гранофировыми срастаниями кварца и полевого шпата размером до 0,2–0,3 мм (рис. 5). Стоит отметить, что в породах высокотитанистой группы гранофировых срастаний в целом больше, чем в низкотитанистых, и обычно они составляют около 20% объема породы (в низкотитанистых – не более 5–7%, а обычно 2–5%). Эта особенность была отмечена и предыдущими исследователями (Ленных, Петров, 1978).

Габбродолериты и долериты описываемой группы относятся к высокотитанистым разностям (рис. 2)

и по кремнекислотности отвечают габбро и габбро-диоритам нормальной и повышенной щелочности (табл. 1).

Главные геохимические признаки пород этой группы – повышенная титанистость (1,5–3%) и обогащенность некогерентными элементами.

По характеру распределения рассеянных и редкоземельных элементов породы весьма похожи на внутриплитные магматиты (эталон OIB), однако отличаются значительным обеднением высокозарядными элементами (Nb, Ta, Hf, Zr), что характерно, как принято считать, для надсубдукционных обстановок, но такое обеднение встречается и в сибирских траппах (рис. 4; табл. 2) (Соболев и др., 2009). Некоторое обогащение свинцом, вероятнее всего, связано с захватом вещества континентальной коры фундамента. Стоит отметить небольшие

Таблица 2

Содержания редкоземельных элементов в высокотитанистых (Н) и низкотитанистых (Л) габброидов, в мкг/г

		Проба	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
1	Н	6528/2	94,83	196,31	23,36	85,78	13,94	2,69	8,83	1,30	7,57	1,35	3,50	0,44	2,53	0,33
2	Н	3558/1	32,32	68,77	7,83	28,88	5,36	1,26	3,63	0,55	3,28	0,61	1,70	0,23	1,42	0,20
3	Н	3603/1	50,04	113,68	14,45	59,07	10,99	2,00	7,65	1,10	6,55	1,12	3,03	0,38	2,21	0,29
4	Н	3552/1	45,82	96,83	11,87	46,68	9,07	2,04	6,85	1,08	6,55	1,25	3,65	0,51	3,16	0,44
5	Н	1010	88,45	227,20	28,38	118,99	25,06	2,54	21,14	2,90	16,35	2,99	7,23	0,90	4,50	0,59
6	Н	3613/1	28,61	58,93	7,15	28,08	5,54	1,35	4,78	0,71	4,63	0,93	2,66	0,41	2,51	0,33
7	Н	6516/1	36,60	68,10	9,35	39,22	8,13	2,49	8,44	1,34	7,85	1,48	4,39	0,58	3,76	0,56
8	Н	6532/2	81,55	175,95	20,75	81,69	14,24	3,00	13,05	1,75	8,75	1,38	4,10	0,47	2,90	0,38
9	Н	1107	63,43	127,13	15,45	61,80	12,17	3,04	12,33	1,94	11,17	2,09	6,27	0,81	5,31	0,78
10	Н	3517/2	38,62	84,36	11,06	47,71	9,53	3,08	8,10	1,09	6,52	1,27	3,40	0,43	2,64	0,34
11	Н	3001/5	20,97	44,08	5,58	23,40	4,87	1,70	4,06	0,61	3,78	0,77	2,02	0,28	1,71	0,25
12	Н	2040-8	23,64	54,51	7,31	33,06	6,98	2,20	6,21	0,81	4,82	0,85	2,27	0,28	1,58	0,24
13	Н	2040-9	25,02	58,50	7,85	35,60	7,40	2,30	6,93	0,94	5,29	1,01	2,38	0,31	1,80	0,24
14	Н	3018/6	42,92	87,97	10,45	42,73	8,56	2,21	8,16	1,21	7,90	1,61	4,64	0,67	4,03	0,62
15	Н	3012/7	31,45	64,60	7,60	31,41	6,22	1,64	5,63	0,90	5,82	1,23	3,54	0,51	2,99	0,48
16	Н	P/3	40,05	80,79	9,52	39,36	7,42	2,42	6,53	0,92	5,70	1,09	2,93	0,42	2,41	0,36
17	Н	3608/1	35,91	72,96	8,64	34,45	6,70	1,91	6,77	1,07	6,37	1,18	3,61	0,50	3,23	0,48
18	Н	3577/1	27,51	52,75	6,68	27,17	5,60	1,65	6,09	0,99	5,98	1,16	3,58	0,47	3,25	0,46
19	Н	3601/1	33,19	65,97	8,10	32,41	6,38	1,80	6,90	1,02	5,97	1,11	3,46	0,46	3,11	0,44
20	Н	3008/1	31,38	64,03	7,76	31,64	6,40	1,75	6,42	0,99	6,44	1,34	3,73	0,53	3,32	0,48
21	Н	3560/1	67,26	176,81	23,28	88,51	15,71	1,94	10,35	1,52	9,04	1,59	4,51	0,58	3,27	0,42
22	Н	1245	33,27	73,72	9,30	39,76	8,27	2,51	7,54	0,94	5,39	0,90	2,55	0,24	2,04	0,21
23	Н	1245/2	31,17	70,28	9,02	38,28	7,66	2,29	7,46	0,92	5,40	0,90	2,54	0,26	1,96	0,21
24	Н	1245/3	33,89	74,67	9,48	40,84	8,49	2,50	7,74	0,96	5,56	0,93	2,66	0,28	2,09	0,23
25	Н	3612/1	8,83	18,93	2,31	9,43	1,89	0,48	1,94	0,31	1,84	0,35	1,08	0,15	1,03	0,15
26	Н	3001100	30,60	64,40	7,67	32,50	6,32	2,14	6,13	0,85	4,64	0,91	2,36	0,33	1,95	0,29
27	Н	3002100	30,30	68,10	8,28	36,30	7,74	2,57	7,32	1,00	5,35	1,01	2,60	0,35	2,03	0,30
28	Н	7184100	29,10	66,10	8,18	35,60	7,57	2,49	7,20	0,96	5,10	0,96	2,73	0,31	1,88	0,26
29	Н	P10100	16,50	39,20	4,69	19,90	4,03	1,41	4,31	0,65	4,04	0,88	2,51	0,37	2,32	0,37
30	Н	P11100	47,60	102,00	12,20	51,10	10,10	3,15	9,34	1,26	6,63	1,25	3,29	0,40	2,25	0,32
31	Н	6525-2	19,33	39,89	4,77	18,65	4,73	1,02	4,54	0,69	4,23	0,85	2,29	0,33	2,15	0,34
32	Н	1208	9,31	19,68	2,43	9,92	2,88	0,72	2,98	0,48	3,10	0,63	1,74	0,25	1,59	0,25
33	Н	1116-1	17,19	33,94	4,17	15,90	3,98	0,92	4,17	0,64	3,89	0,79	2,19	0,30	1,99	0,33
34	Н	3659-2	24,36	50,48	6,00	23,20	5,74	1,26	5,68	0,86	5,21	1,03	2,83	0,40	2,63	0,42
35	Н	16615	16,64	35,09	4,33	17,37	4,51	1,06	4,35	0,67	4,18	0,85	2,30	0,33	2,18	0,36
36	Н	3671-1	17,62	37,30	4,49	17,44	4,36	0,98	4,33	0,66	4,01	0,80	2,28	0,32	2,13	0,33

		Проба	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
37	H	3661-1	25,19	59,00	7,60	32,02	8,92	2,03	8,96	1,42	8,68	1,72	4,50	0,64	4,10	0,64
38	H	3008-6	46,60	100,59	12,66	51,68	12,64	2,83	12,11	1,73	9,86	1,94	5,01	0,71	4,48	0,71
39	L	3006/1	6,28	13,57	1,83	8,54	2,44	0,96	3,57	0,63	4,33	0,96	2,83	0,43	2,76	0,44
40	L	3544/1	8,41	17,86	2,25	9,45	2,41	0,77	2,58	0,45	3,15	0,69	2,08	0,32	1,82	0,26
41	L	6523/1	8,31	16,77	2,15	9,26	2,27	0,69	2,34	0,40	2,56	0,50	1,48	0,22	1,38	0,18
42	L	1007/3	5,57	11,93	1,49	6,23	1,28	0,43	1,36	0,23	1,42	0,27	0,87	0,12	0,84	0,13
43	L	P/1	15,38	32,77	4,17	17,91	3,64	1,22	3,91	0,57	3,95	0,86	2,54	0,37	2,29	0,38
44	L	P/5	4,48	9,84	1,37	6,42	1,80	0,81	2,59	0,44	3,14	0,69	2,08	0,33	1,97	0,29
45	L	P/4	4,55	10,29	1,47	6,97	1,93	0,81	2,96	0,46	3,50	0,78	2,40	0,35	2,28	0,33
46	L	4001/1	15,39	32,63	4,09	17,14	3,61	1,16	3,97	0,66	4,34	0,93	2,69	0,41	2,54	0,39
47	L	3590/1	7,35	15,57	2,08	9,51	2,62	1,02	3,12	0,62	4,20	0,88	2,69	0,40	2,55	0,39
48	L	P/7	3,93	8,56	1,18	5,75	1,61	0,79	2,51	0,43	2,98	0,65	2,05	0,28	1,86	0,29
49	L	P/2	4,82	10,62	1,52	7,25	2,20	0,83	3,42	0,56	3,66	0,82	2,29	0,31	1,89	0,27
50	L	P/6	14,63	30,47	3,68	15,64	3,34	1,14	3,91	0,59	4,16	0,85	2,38	0,38	2,29	0,33
51	L	3553/1	9,43	19,87	2,50	11,03	2,73	0,93	2,99	0,52	3,33	0,63	1,94	0,26	1,75	0,26
52	L	1056/1	3,04	6,09	0,87	4,67	1,47	0,66	2,32	0,40	2,78	0,64	1,90	0,28	1,95	0,30
53	L	P51001	6,35	10,90	1,54	7,37	2,17	0,95	2,89	0,52	3,48	0,75	2,24	0,33	2,16	0,32
54	L	P51002	50,20	105,00	11,80	47,90	8,74	2,92	8,44	1,13	6,09	1,18	3,06	0,41	2,28	0,33

Примечание. Координаты точек отбора приведены в табл. 1. Анализы выполнены методом ICP-MS в лаборатории кафедры геохимии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова, аналитик Я.В. Бычкова.

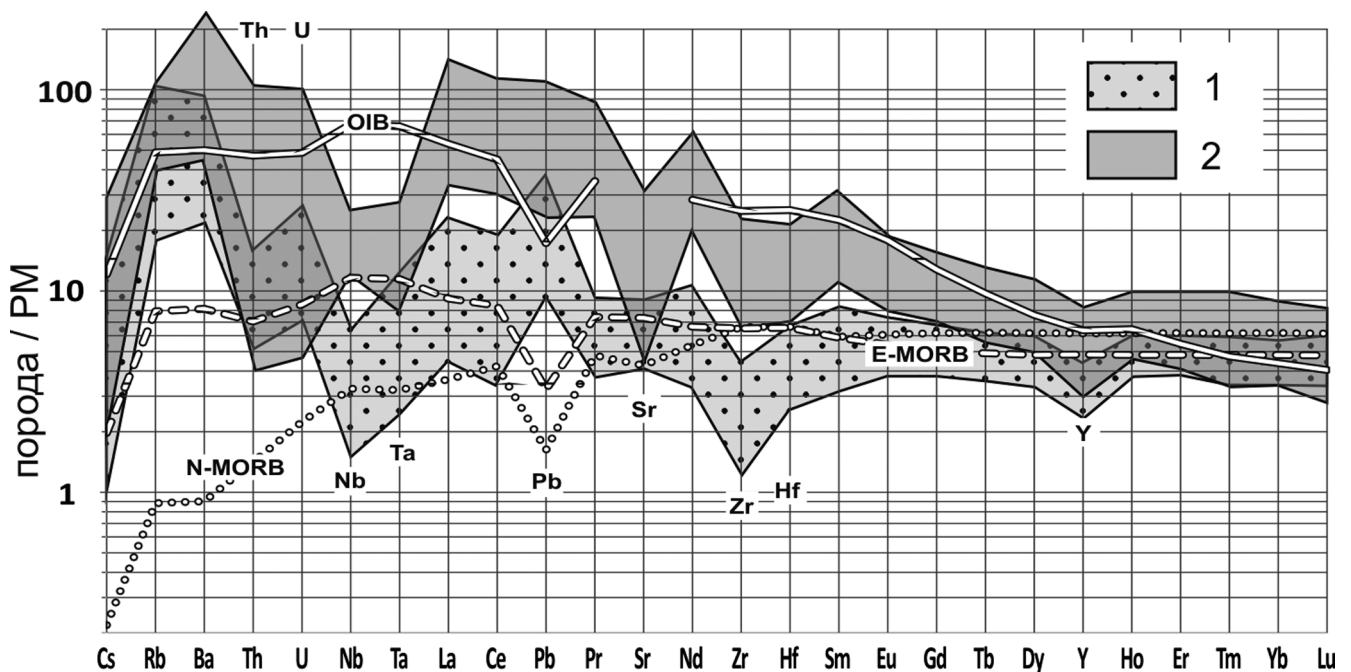


Рис. 4. Диаграммы распределения рассеянных и редкоземельных элементов для пород низкотитанистого суимского (1) и высокотитанистого курасского (2) комплексов. Значения эталонов PM, OIB, E-MORB, N-MORB использованы по (Sun, McDonough, 1989)

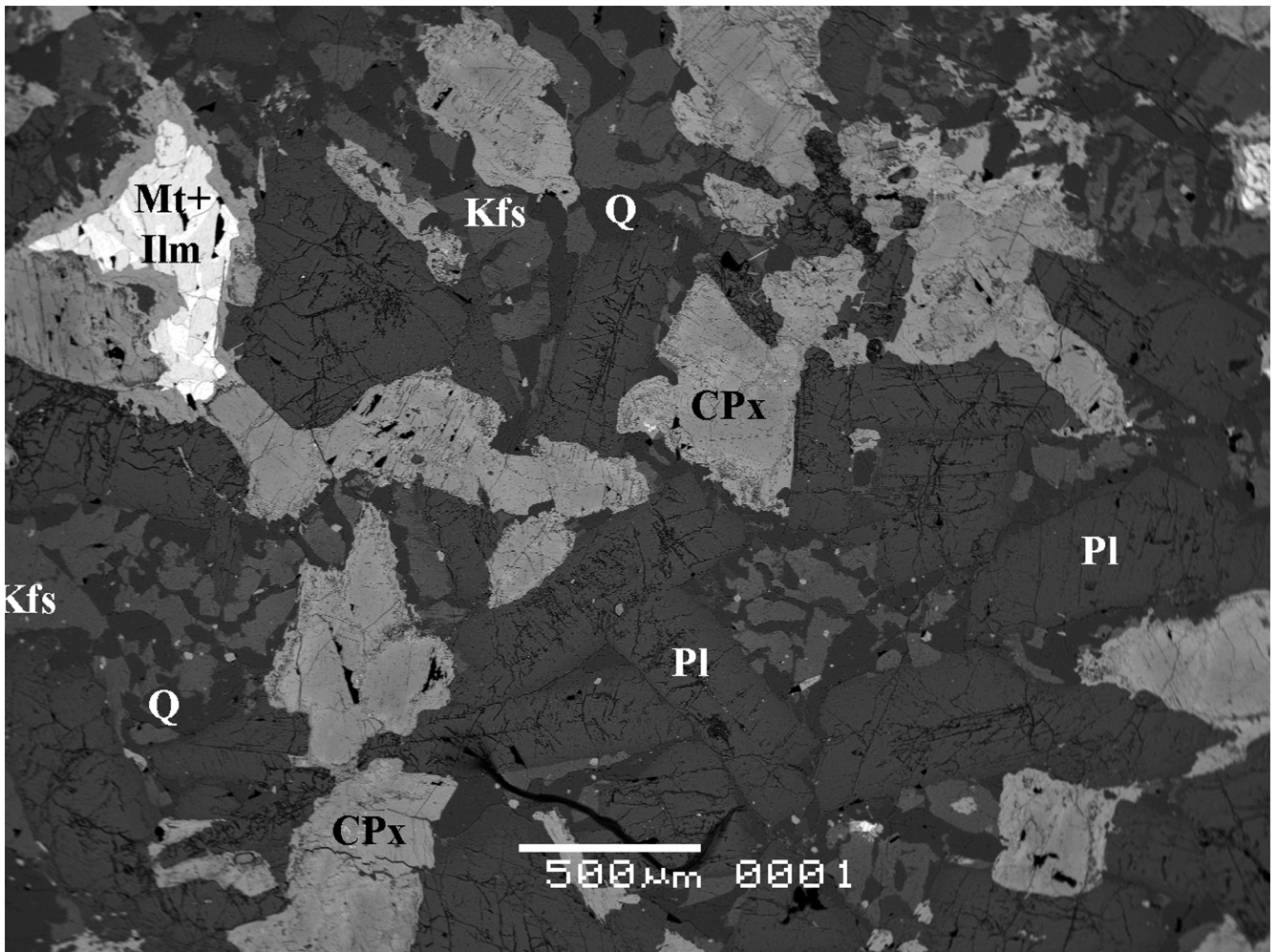


Рис. 5. Фотография шлифа 3613-1 на сканирующем электронном микроскопе. Высокотитанистые гранофировые габброиды кургасского комплекса: Pl – плагиоклаз; CPx – клинопироксен; Kfs – калиево-натриевый полевой шпат; Q – кварц; Mt+Ilm – магнетит в сростаниях с ильменитом

различия в распределении редкоземельных элементов – некоторые образцы выделяются относительным обеднением в области тяжелых РЗЭ и в целом имеют более крутые наклоны трендов. Не исключено, что это может отражать глубинный источник расплавов.

Различия в распределении рассеянных элементов резкие, промежуточных разностей обнаружить не удалось, поэтому можно предполагать, что породы высокотитанистой группы не являлись прямыми дифференциатами от расплавов, породивших низкотитанистые разности, хотя этот вывод не столь очевиден, поскольку их различный возраст не доказан.

Здесь важно отметить, что для крупных магматических провинций – а изученные образования попадают на территорию Камско-Бельской мезопротерозойской магматической провинции – характерно наличие именно таких типов магматитов – низкотитанистых и высокотитанистых. А.А. Носова с коллегами (2012) показали присутствие таких типов в пикритах и пикродолеритах в пределах всего Башкирского мегантиклинория, с чем хорошо согласуются наши результаты. Эти авторы осторожно

замечают, что сильное обеднение пород высокотитанистыми элементами (в частности, Nb) может указывать не только на вклад корового вещества, связанный с контаминацией на коровом уровне, но и на вклад литосферной мантии с надсубдукционными характеристиками.

Возрастные ограничения

К сожалению, изотопная характеристика габбровых дайковых комплексов Башкирского мегантиклинория далеко не полна: авторам статьи удалось собрать около 70 датировок даек, из которых 52 сделаны К-Аг методом и не могут использоваться для обоснования возраста (рис. 6).

Хорошо известно, что все три серии рифея в Башкирском мегантиклинории имеют сходное строение (Горожанин и др., 2014; Ковалев, 2008; Краснобаев и др., 2013), так как их формирование связано с тремя глобальными фазами растяжения и образования рифтовых систем на восточной окраине Восточно-Европейской платформы. Именно с началом растяжения в начале раннего рифея (1,6–1,65 млрд лет), на рубеже раннего и среднего ри-

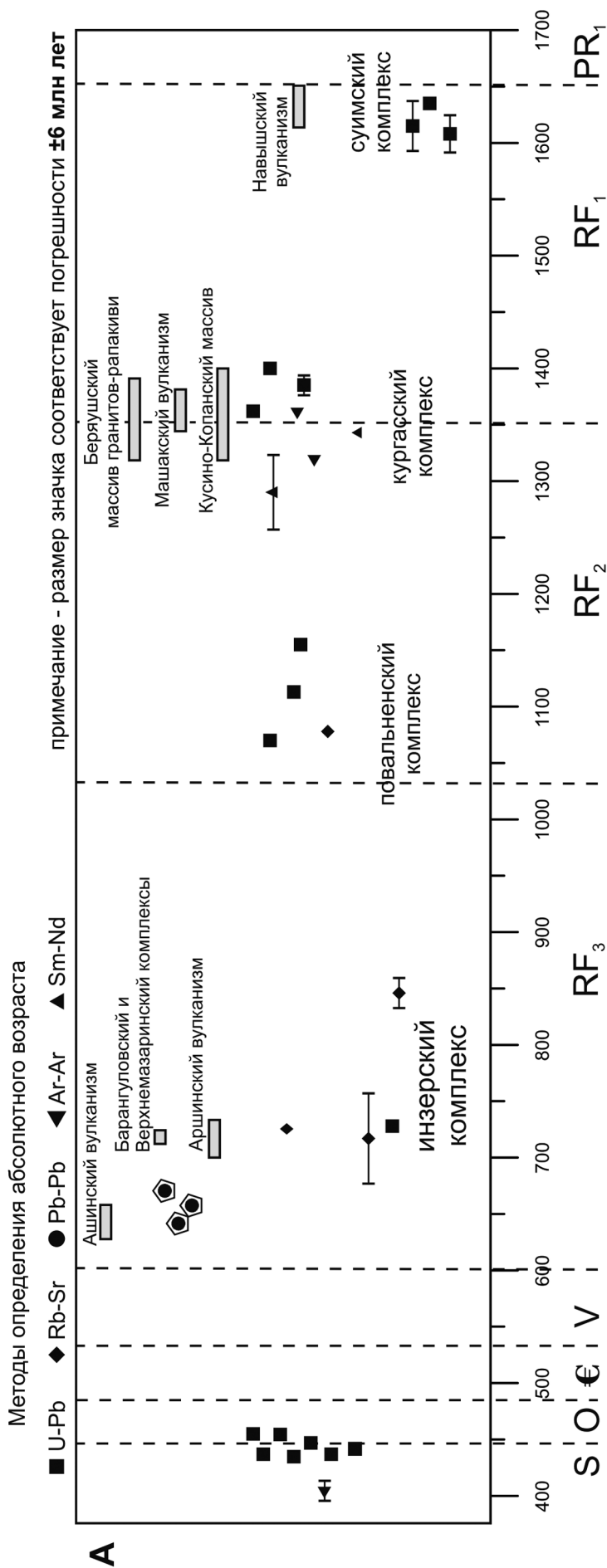


Рис. 6. Распределение датировок дайковых комплексов и иных магматических событий в пределах Башкирского мегантиклинория. Составлено по данным (Краснобаев и др., 1992; Пучков и др., 2011, 2014; Тевелев и др., 2014; Хотылев, Тевелев, 2017; Эрнст и др., 2006)

фея (1,38–1,4 млрд лет), среднего и позднего рифея (1,05–1,15 млрд лет) и в позднем рифее (720–920 млн лет) связано формирование суимского, кургасского, повальненского и инзерского базитовых дайковых комплексов соответственно. На этих же рубежах накапливались вулканические комплексы и внедрялись крупные интрузивные массивы (рис. 6).

Изотопные данные фиксируют магматическую активность и вне главных этапов (рис. 6). В магматических образованиях, считавшихся рифейскими, получены и более молодые, палеозойские датировки (U-Pb SHRIMP II по цирконам) в узком интервале 437–455 млн лет (Пучков и др., 2011), но, к сожалению, описание петрографических и геохимических особенностей соответствующих пород пока не опубликовано.

А.А. Носова с коллегами (2012) предположили, что формирование низко- и высокотитанистых разностей шло с интервалом не менее 10–15 млн лет, причем более поздними были низкотитанистые разности. На наш взгляд, при таком почти одновременном внедрении породы не претерпели бы столь различных по интенсивности вторичных преобразований, и мы склонны считать, что комплексы образовались независимо друг от друга с интервалом в сотни миллионов лет, хотя это заключение требует доказательств, для получения которых необходимы тщательные дополнительные исследования.

Мы считаем возможным, основываясь на сходстве низкотитанистых эффузивов навышского комплекса и описанных нами низкотитанистых габброидов, предполагать для последних также раннерифейский возраст — около 1615 млн лет, как принято сейчас для трахибазальтов айской свиты (Краснобаев и др., 1992). Аналогичный возраст предполагали и В.И. Ленных и В.И. Петров (1978) для «низкотитанистых толеитовых диабазов», которые вполне отвечают нашей характеристике низкотитанистых габброидов. Основываясь на данных М.В. Мосейчука с коллегами, можно низкотитанистые разности отнести к *суимскому* комплексу с предполагаемым возрастом 1615–1650 млн лет.

Так как породы высокотитанистых разностей более свежие и не столь сильно изменены, можно предполагать, что они моложе низкотитанистых. С изотопными датировками этих образований дело обстоит несколько сложнее.

С одной стороны, В.И. Ленных и В.И. Петров (1978) для высокотитанистых толеитовых диабазов со значительным количеством микропегматитовых сростаний предполагали их формирование в середине и конце среднего рифея, что ближе всего к возрасту повальненского комплекса. С другой стороны, известна датировка долеритового силла, вскрытого на южном въезде в г. Куса, Ar-Ar методом — биотитовое плато соответствует возрасту 1360 ± 9 млн лет (Эрнст и др., 2008; Ernst et al., 2006). Спектр распределения рассеянных элементов в долеритах этого тела очень близок именно к таковому пород инзерского комплекса. Однако если прини-

мать такой возраст этих образований, то тогда они будут относиться к кургасскому комплексу.

А.А. Алексеев (1984) указывал, что микропегматитовыми и гранофировыми структурами чаще всего обладают образования собственно инзерского комплекса и в меньшей степени они характерны для пород повальненского и кургасского комплексов. По данным В.М. Мосейчука с коллегами, подобные гранофировые габброиды относятся к *ерохинскому* венд-кембрийскому комплексу.

Авторы статьи считают возможным принять возраст гранофировых высокотитанистых габброидов на основании наиболее достоверной Ar-Ar датировки в 1360 млн лет и, таким образом, отнести их к кургасскому комплексу, примерно синхронному с машакским вулканизмом, становлением Кузино-Копанского и Бердяшского плутонов.

Необходимо отметить, что ранее высокотитанистые дайки были включены в состав инзерского комплекса без достаточных на то оснований (Хотылев, Тевелев, 2017).

Заключение

По совокупности петрологических и геохимических данных в пределах Тараташского выступа и его ближайшего обрамления возможно выделить как минимум два дайковых комплекса, достаточно хорошо различающихся между собой.

Суимский комплекс сложен, главным образом, сильно измененными, интенсивно хлоритизированными и амфиболитизированными габброидами. Они отличаются невысоким содержанием TiO_2 (не более 1,5%) и в целом не сильно обогащенным спектром рассеянных элементов, близким к E-MORB. На основании сходства с трахибазальтами айской свиты (навышский комплекс) предлагается считать возраст суимского комплекса раннерифейским — около 1615 млн лет.

Кургасский комплекс сложен достаточно хорошо сохранившимися габброидами и габброидоритами с красноватым пироксеном и обилием (до 25%) гранофировых кварц-полевошпатовых сростаний. Для пород Кургасского комплекса также характерна повышенная титанистость (1,6–3% TiO_2 и более), обогащенность всем спектром рассеянных элементов до уровня OIB. На основании датировки силла, обнаженного на окраине г. Куса, предполагается возраст кургасского комплекса около 1350–1360 млн лет.

Авторы выражают благодарность В.О. Япаскурту, Б.Б. Шкурскому, Я.В. Бычковой и А.В. Латышеву за возможность проведения аналитических исследований, за помощь и ценные рекомендации при интерпретации и обсуждении полученных результатов. Особо признательны авторы И.А. Прудникову, С.С. Попову и А.М. Пасенко за поддержку и неоценимую помощь при проведении полевых работ в нелегких условиях Южного Урала. Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ (проект 17-05-01121).

ЛИТЕРАТУРА

- Алексеев А.А.* Разновозрастные пикритовые и диабаз-пикритовые комплексы западного склона Южного Урала (Башкирский мегантиклинорий) // Докл. АН СССР. 1979. Т. 248, № 4. С. 935–939.
- Алексеев А.А.* Рифейско-вендский магматизм западного склона Южного Урала. М.: Наука, 1984. 136 с.
- Горожанин В.М., Пучков В.Н., Горожанина Е.Н.* и др. Навышский грабен-рифт на Южном Урале как фрагмент раннерифейского авлакогена // Докл. АН. 2014. Т. 458, № 2. С. 182–187.
- Ковалев С.Г.* Позднедокембрийский рифтогенез в истории развития западного склона Южного Урала // Геотектоника. 2008. № 2. С. 68–79.
- Ковалев С.Г.* Новые данные по геохимии диабаз-пикритового магматизма западного склона Южного Урала и условия его формирования // Литосфера. 2011. № 2. С. 68–83.
- Ковалев С.Г., Высоцкий С.И., Ковалев С.С.* Петрогеохимия магматических комплексов западного склона Южного Урала и востока Восточно-Европейской платформы // Геологический сб. №12. Информационные мат-лы. ИГ УНЦ РАН / Ред. В.Н. Пучков, Р.Ф. Абдрахманов, И.Б. Серавкин. СПб.: Свое издательство, 2015. С. 117–137.
- Краснобаев А.А., Бибикина Е.В., Ронкин Ю.Л., Козлов В.И.* Геохронология вулканитов айской свиты и изотопный возраст нижней границы рифея // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 6. С. 25–40.
- Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н.* и др. Цирконовая геохронология машакских вулканитов и проблема возраста границы нижний-средний рифей (Южный Урал) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2013. Т. 21, № 5. С. 3–20.
- Кривоуцкая Н.А.* Эволюция траппового магматизма и Pt-Cu-Ni рудообразования в Норильском районе: Автореф. дисс. ... докт. геол.-минерал. наук. М., 2012. 355 с.
- Ленных В.И., Петров В.И.* Диабазы тараташского комплекса и его обрамления // Вулканизм, метаморфизм и железистые кварциты обрамления тараташского комплекса / Ред. В.И. Ленных, А.И. Белковский. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. С. 59–67.
- Носова А.А., Сазонова Л.В., Каргин А.В.* и др. Мезопротерозойская внутриплитная магматическая провинция Западного Урала: основные петрогенетические типы пород и их происхождение // Петрология. 2012. Т. 20, № 4. С. 392–428.
- Пучков В.Н.* Дайковые рои Урала и ассоциирующие с ними магматические комплексы // Геотектоника. 2012. № 1. С. 42–52.
- Пучков В.Н.* Плюмы в геологической истории Урала // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2013. Т. 88, № 4. С. 64–73.
- Пучков В.Н., Козлов В.И., Краснобаев А.А.* Палеозойские U-Pb SHRIMP-датировки магматических пород Башкирского мегантиклинория // Геологический сб. № 9. Юбилейный вып. Информационные мат-лы / Ред. В.Н. Пучков, Р.Ф. Абдрахманов, И.Б. Серавкин. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2011. С. 36–43.
- Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Сергеева Н.Д.* и др. Архейские метабазиты в основании рифея Башкирского мегантиклинория (Южный Урал) // Докл. АН. 2014. Т. 457, № 1. С. 85–91.
- Ронкин Ю.Л., Ленихина О.П.* Новые U-Pb SHRIMP-II данные о возрасте вулканитов айской свиты бурзянской серии Башкирского мегантиклинория и проблема возраста нижней границы рифея // Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли. Мат-лы V Всерос. литологического совещ. / Ред. О.В. Япаскерт, А.В. Маслов. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 203–207.
- Ронкин Ю.Л., Тихомирова М., Маслов А.В.* 1380 млн лет LIP Южного Урала: прецизионные U-Pb-ID-TIMS-ограничения // Докл. АН. 2016. Т. 468, № 5. С. 674–769.
- Смирнов Ю.Д.* Интрузивные формации западного склона Урала // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Тр. Первого Уральского петрографического совещ. / Ред. Л.Н. Овчинников. Т. 1. Свердловск, 1963. С. 153–156.
- Соболев А.В., Кривоуцкая Н.А., Кузьмин Д.В.* Петрология родоначальных расплавов и мантийных источников магм Сибирской трапповой провинции // Петрология. 2009. Т. 17, № 3. С. 276–310.
- Тевелев Ал.В., Кошелева И.А., Тевелев Арк.В.* и др. Новые данные об изотопном возрасте тараташского и александровского метаморфических комплексов (Южный Урал) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 2015. № 1. С. 27–42.
- Тевелев Ал.В., Кошелева И.А., Хотылев А.О.* и др. Особенности строения и эволюции айского вулканического комплекса рифея (Южный Урал) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 2014. № 5. С. 19–28.
- Хотылев А.О., Тевелев Ал.В.* Геохимические особенности вулканитов навышского комплекса (ранний рифей, Южный Урал) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 2017. № 6.
- Эрнст Р.Э., Хейнс Дж.А., Пучков В.Н.* и др. Рекогносцировочное Ar-Ar датирование протерозойских долеритовых даек и силлов в Сибири и на Южном Урале: идентификация новых крупных магматических провинций и использование при реконструкции суперконтинента Нуна (Коламбия) // Мат-лы XLI Тектонического совещ. / Ред. Ю.В. Карякин. Т. 2. М.: ГЕОС, 2008. С. 492–496.
- Ernst R.E., Pease V., Puchkov V.N.* et al. Geochemical characterization of Precambrian magmatic suites of the Southeastern margin of the East European Craton, Southern Urals, Russia // Геологический сб. № 5. Информационные мат-лы / Ред. В.Н. Пучков, Р.Ф. Абдрахманов, И.Б. Серавкин. Уфа: ИГ УрО РАН, 2006. С. 1–45.
- Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1989. Vol. 42. P. 313–345.

Сведения об авторах: Хотылев Алексей Олегович – аспирант каф. региональной геологии и истории Земли геологического ф-та МГУ имени М.В. Ломоносова, e-mail: akhotylev@gmail.com; Тевелев Александр Вениаминович – докт. геол.-минерал. наук, проф. каф. региональной геологии и истории Земли геологического ф-та МГУ имени М.В. Ломоносова, e-mail: atevelev@gambler.ru; Мосейчук Валерий Михайлович – ген. директор ООО НТПП «ГЕО-ПОИСК», e-mail: geopoisk2004@mail.ru; Бычков Андрей Юрьевич – докт. геол.-минерал. наук, проф. каф. геохимии геологического ф-та МГУ имени М.В. Ломоносова, e-mail: andrewbychkov@gambler.ru; Девышева Наталья Бадреевна – магистрант каф. региональной геологии и истории Земли геологического ф-та МГУ имени М.В. Ломоносова, e-mail: devysheva-n@yandex.ru