

УДК 551.22

ПИКРОДОЛЕРИТОВЫЕ ДАЙКИ БАССЕЙНА Р. НАРЫН: ВОЗРАСТ, СОСТАВ И ПОЛОЖЕНИЕ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ТУВЫ

© 2024 г. Академик РАН В. В. Ярмолюк^{1,2}, А. М. Козловский^{1,*}, У. А. Мороз¹, А. В. Никифоров¹

Поступило 24.01.2024 г.

После доработки 09.02.2024 г.

Принято к публикации 12.02.2024 г.

Получены новые свидетельства о раннесилурийской подлитосферной магматической активности в восточной части Алтае-Саянской складчатой области, протекавшей в интервале между масштабными эпизодами мантийного магматизма среднего–позднего ордовика и девона. Таковыми стали дайки пикродолеритов (MgO 15–22 мас. %) Нарынского комплекса в западной части Тувино-Монгольского супертеррейна. В составе дайкового комплекса установлены простые пикродолеритовые дайки и комбинированные с центральной пикродолеритовой зоной и гранитоидами по контактам с минглинг-взаимоотношениями между контрастными породами. Геохимические характеристики пикродолеритов близки к обогащённым базальтам срединно-океанических хребтов или внутриплитных областей и свидетельствуют о доминировании подлитосферного источника. Реконструкция условий выплавления родоначальных расплавов пикродолеритов показывает глубину магмогенерации около 120–140 км, температуру 1600–1640°C и степень плавления до 20% при условии сухого перидотитового источника, что согласуется с условиями генерации магм горячих точек. Гранитоиды комбинированных даек имеют коровые геохимические характеристики и формировались за счёт анатексиса пород Тувино-Монгольского супертеррейна, инициированного внедрением пикродолеритов. U–Pb (SHRIMP-II)-возраст циркона из лейкогранита комбинированной дайки составляет 439 ± 3 млн лет и интерпретируется как возраст дайкового комплекса. Раннесилурийская мантийная магматическая активность наиболее вероятно обусловлена миграцией Сибирского палеоконтинента над Африканским горячим полем мантии.

Ключевые слова: Центрально-Азиатский складчатый пояс, ранний силур, высокомагнезиальные породы, подлитосферный мантийный источник, минглинг

DOI: 10.31857/S2686739724060056

Богатые MgO основные и ультраосновные магматические породы являются достаточно редкими породами, отвечающими условиям высокотемпературного мантийного плавления, которое предполагает более высокие температуры в области зарождения магм, чем те, которые задаются геотермическим градиентом. Поэтому такие породы служат индикаторами определённых геодинамических обстановок, характеризующихся температурными аномалиями, которые обеспечивают высокую степень плавления мантийного вещества. Их внутриконтинентальные

проявления обычно инициированы активностью глубинных мантийных плюмов [1–3].

Восточная часть Алтае-Саянской складчатой области характеризовалась высокой магматической активностью внутриплитного типа на протяжении большей части палеозоя. После завершения в раннем ордовике аккреционных процессов в её пределах в интервале 495–460 млн лет возникли многочисленные массивы габброидов, щелочных гранитоидов, нефелиновых сиенитов, зафиксировавших воздействие на литосферу региона раннепалеозойского мантийного плюма [4]. В раннем девоне регион был охвачен рифтогенными процессами, сопровождавшимися крупнообъёмными излияниями основных магм [5]. В позднем палеозое в восточной части Тувы возникли магматические комплексы, связанные с формированием Баргузинской крупной изверженной провинции [6]. Поэтому

¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской Академии наук, Москва, Россия

²Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов Сибирского отделения Российской Академии наук, Кызыл, Россия

*E-mail: amk@igem.ru

обнаружение пикродолеритовых даек в бассейне р. Нарын (юго-восточная Тува) не стало неожиданным событием, но поставило вопрос о том, какому из этапов внутриплитной активности отвечало их формирование. В статье этот вопрос решается на основании определения возраста пород этого дайкового комплекса и характеристики их состава.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Пикродолериты были установлены в пределах Эрзинского блока Тувино-Монгольского композитного супертеррейна в составе дайкового (Нарынского) комплекса, выявленного на правом берегу р. Нарын в 13 км к востоку от пос. Эрзин (рис. 1). Вмещающими для них являются габброиды небольшого массива, прорывающего породы неопротерозойского эрзинского метаморфического комплекса [7]. Габброиды по составу близки к основным породам среднеордовикского башкымугурского габбро-монцодиорит-гранит-лейкогранитного комплекса [8], распространенного северо-западнее (рис. 1), но их возрастное положение остаётся неопределённым. В восточной части габброиды прорваны небольшим телом нефелиновых сиенитов, близких по составу к позднепалеозойским щелочным породам Сангилена, но также не имеющих более строгой возрастной оценки. В поле выходов габброидов распространены многочисленные субширотные дайки, образующие пояс шириной до 1.5 км. Они прослеживаются до тела нефелиновых сиенитов, но в строении последнего не были установлены. Это позволяет предполагать формирование даек в интервале времени между внедрением габброидов и сиенитов.

Рассматриваемые дайки представлены крутопадающими телами до 7 м мощностью и протяжённостью до 700 м и более. Отмечаются дайки двух типов: простые, сложенные пикродолеритами, и комбинированные, в строении которых осевая часть (до 5 м) сложена пикродолеритами, а краевые более узкие (~0.5–1 м) зоны – гранитоидами (рис. 2). Контакты даек с вмещающими габброидами резкие, лишённые признаков воздействия пород даек на габброиды. В комбинированных дайках между основными и кислыми породами отмечаются соотношения минглинга. В зоне взаимодействия разные по составу породы характеризуются резкими, как правило, заливчатыми границами (рис. 2), в гранитоидах отмечаются каплеобразные округлые обособления пикродолеритов, слегка вытянутые по простиранию даек. В пикродолеритах на контакте

с гранитоидами отмечаются узкие в несколько миллиметров зоны более мелкозернистых их разновидностей. Кроме того, в пикродолеритах прослеживаются извилистые прожилки кислых пород. Все эти соотношения указывают на одновременное внедрение основных и кислых расплавов при формировании даек.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Пикродолериты даек представлены тёмно-серыми и чёрными массивными средне-мелкозернистыми породами, обладающими панидиоморфнозернистой структурой. Дайки простого строения сложены оливином (45–50%), ортопироксеном с подчинённым клинопироксеном (~20%), плагиоклазом (~20%), биотитом (~8%), амфиболом (5%), ильменитом и пиритом. Пикродолериты комбинированных даек отличаются меньшей долей оливина (35–40%) и ортопироксена (~10%), более высокими долями клинопироксена (~15%) и плагиоклаза (до 30%), акцессорные представлены ильменитом и пиритом.

Салическая часть комбинированных даек представлена полнокристаллическими равнозернистыми лейкократовыми гранитами светло-бежевого, бежевого цвета, с панидиоморфнозернистой и гранитовой структурой. Породы сложены плагиоклазом и кварцем в равных соотношениях (35–40%), калиевым полевым шпатом (до 20 %). Темноцветные представлены биотитом, образующим рассеянные скопления до ~0.7 см, в которых отмечаются также мусковит, циркон и апатит.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ

Составы даек Нарынского комплекса приведены в табл. 1. На диаграмме $\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ по [9] они представлены двумя группами резких контрастных составов (рис. 3 а), отвечающих, с одной стороны, габбро и, с другой, щелочным и умереннощелочным лейкогранитам. Пикродолериты простых даек обладают более высокими содержаниями MgO (~22 мас. %) по сравнению такими же породами комбинированных даек ($\text{MgO} < 19$ мас. %, рис. 3). Магнезиальность простых даек составляет $\text{Mg}^* = 76$ и опускается до $\text{Mg}^* = 70$ в комбинированных. Содержания TiO_2 во всех долеритах около 1 мас. % (рис. 3 в), а K_2O менее 0.45 мас. % (рис. 3 д). Такие параметры состава соответствуют вулканическим пикритам и коматиитам, поэтому, учитывая раскристаллизованную структуру пород, их справедливо называть пикродолеритами. Концентрация MgO

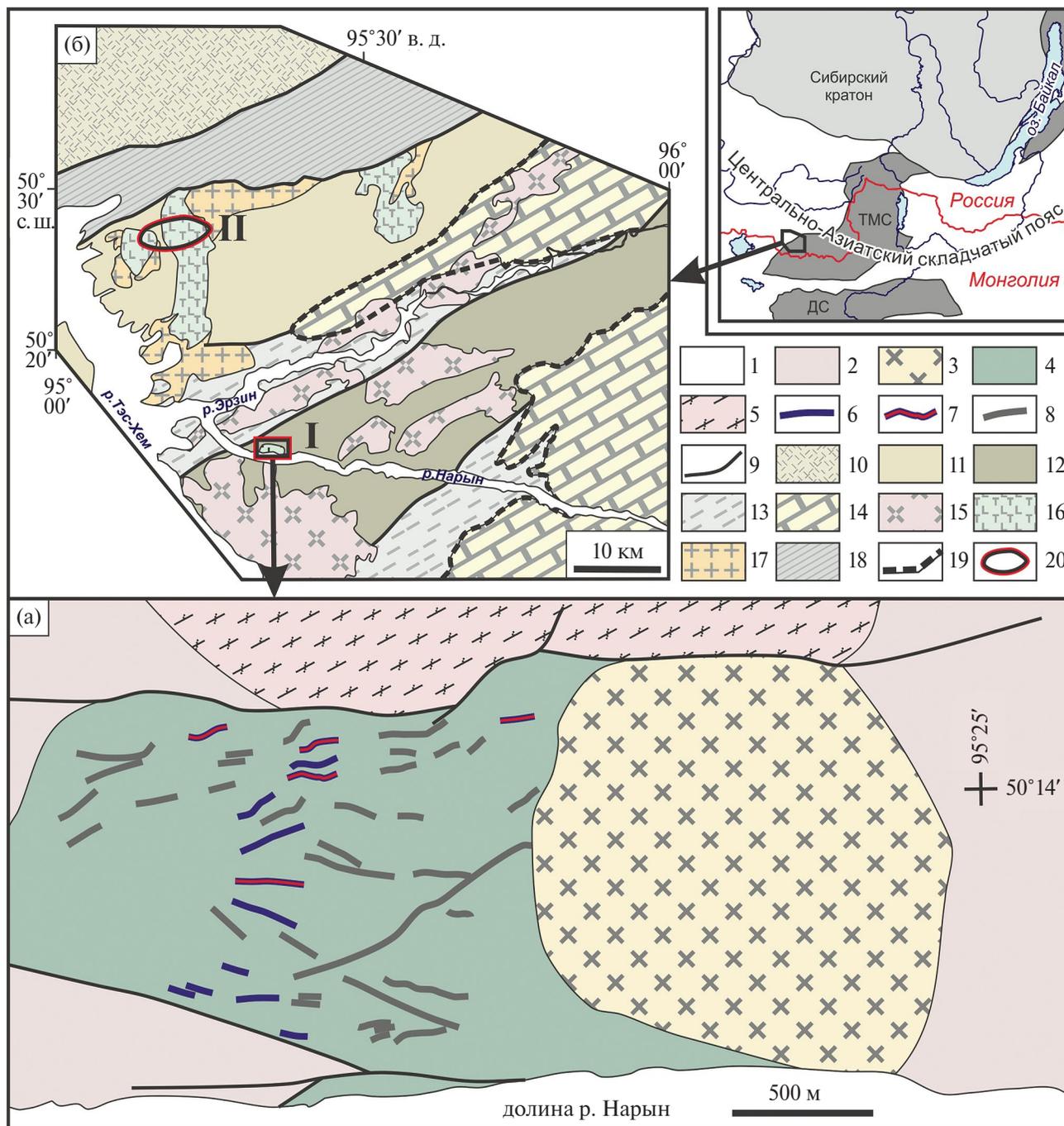


Рис. 1. Схема строения участка распространения даек Нарынского комплекса (а) и положение этого комплекса в геологических структурах юго-восточной Тувы (б) по [8] с упрощениями. Условные к рис. (а): 1 – кайнозойские образования, 2 – метаморфические комплексы чартысской серии (PR₂); 3 – нефелиновые сиениты (C₃?), 4 – габброиды (O₂?), 5 – гранито-гнейсы эрзинского комплекса; 6–8 – дайки Нарынского комплекса: 6 – основного состава, 7 – комбинированные, 8 – не детализированные по составу; 9 – разломы. Условные к рис. (б): 10 – комплексы Таннуольской островной дуги, 11–13 – метаморфические комплексы Тувино-Монгольского супертеррейна: 11 – мугурский, 12 – нижеэрзинский, 13 – эрзинский; 14 – карбонатно-терригенный чехол; 15–17 – магматические комплексы: 15 – баянкольский габбро-граносиенит-гранитный, 16 – башкымугурский габбро-монциодоритовый, 17 – башкымугурский гранит-лейкогранитный; 18 – Агардагский сутурный шов, 19 – границы тектонических покровов, 20 – районы развития дайковых комплексов (I – Нарынский, II – Агардакский). На врезке: ТМС – Тувино-Монгольский супертеррейн, ДС – Дзавханский супертеррейн.

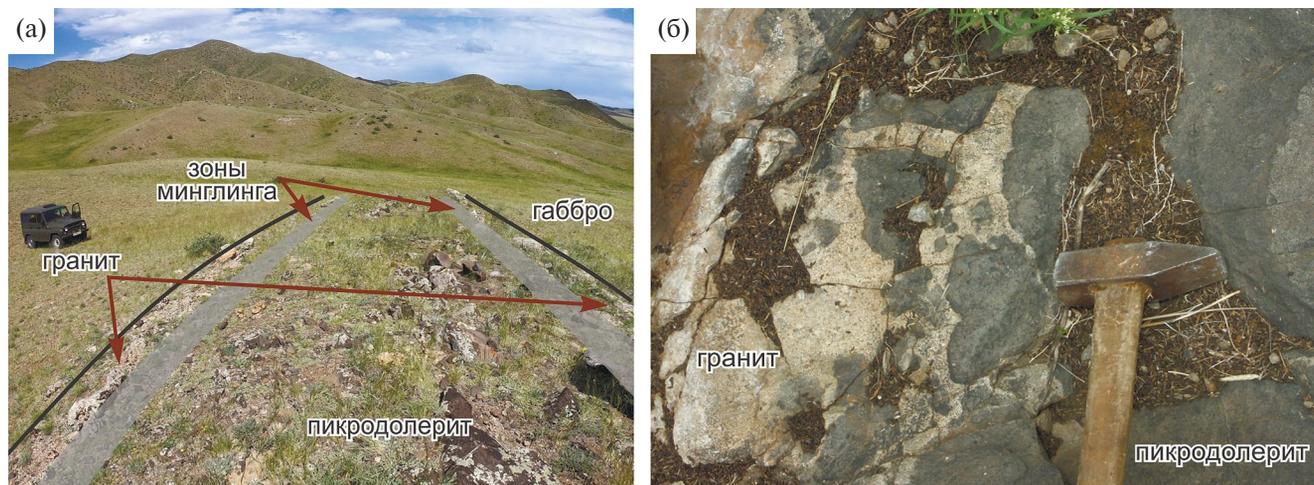


Рис. 2. Соотношения пикродолеритовой и гранитоидной составляющих комбинированных даек Нарынского комплекса. А – общий вид даек; Б – минглинг-текстуры: округлые нодулы пикродолеритов (тёмное), “цементированные” лейкогранитным материалом (светлое).

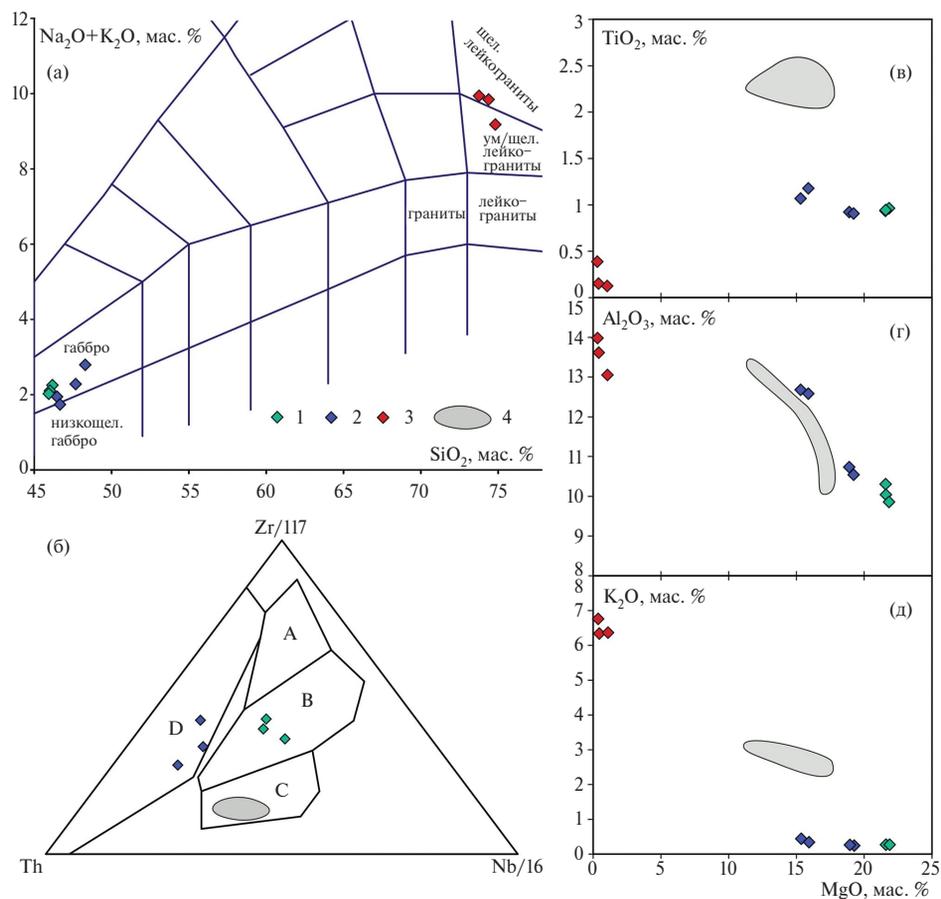


Рис. 3. Геохимические характеристики пород Нарынского дайкового комплекса. 1 – простые пикродолеритовые дайки, 2 – базитовая составляющая комбинированных даек, 3 – гранитоидная составляющая комбинированных даек, 4 – поле составов даек лампрофиров Агардакского комплекса по [11] и неопубликованные данные А.Э. Исоха).

Поля на диаграмме (а) по [9], на диаграмме (б) по [10]: А – нормальные базальты срединно-океанических хребтов (N-MORB), В – обогащённые базальты срединно-океанических хребтов (E-MORB) и внутриплитные базальты, С – щелочные внутриплитные базальты, D – базальты вулканических дуг.

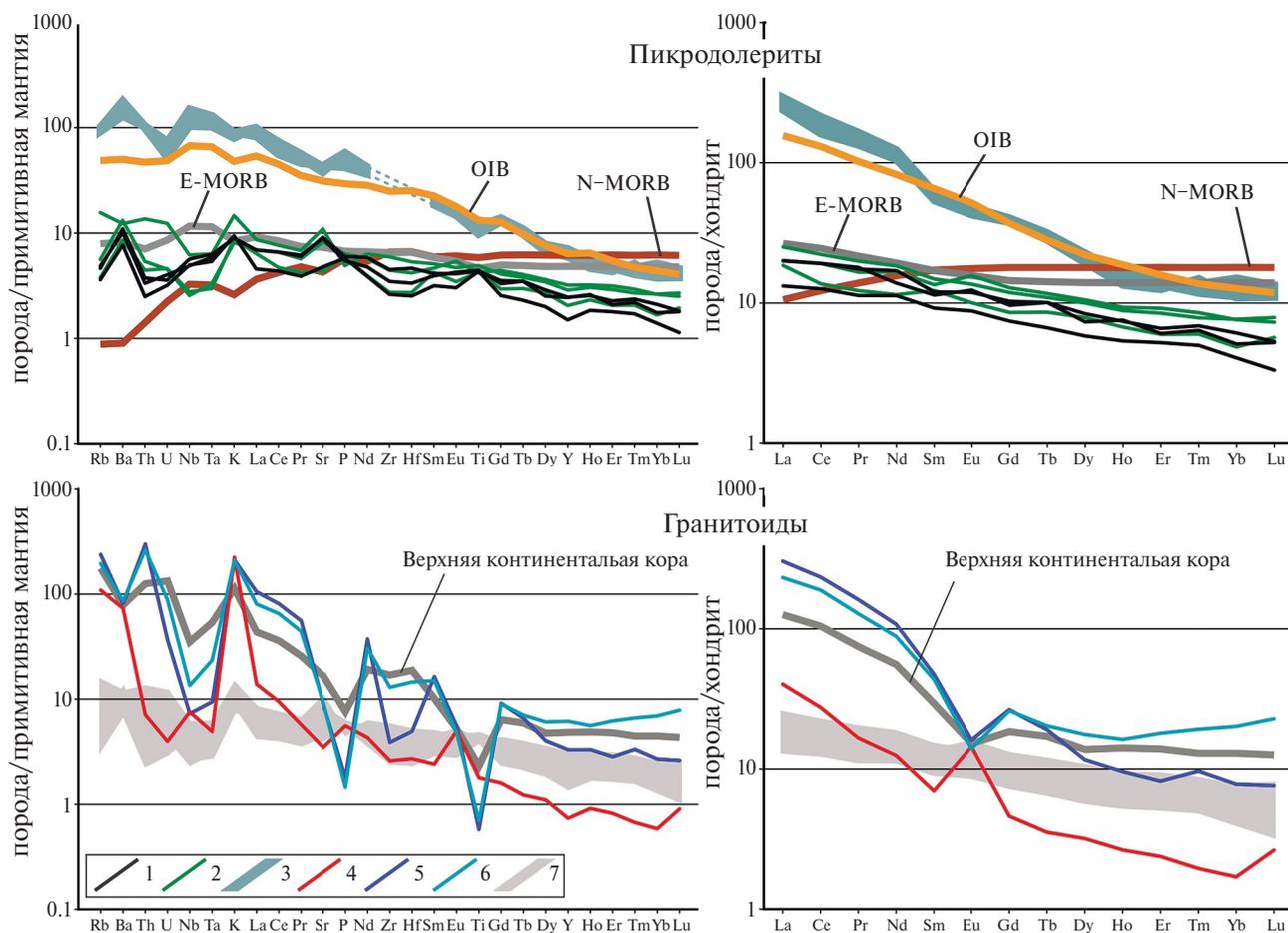


Рис. 4. Спектры распределения микроэлементов в породах Нарынского дайкового комплекса. 1–2 – пикродолериты: 1 – простых даек, 2 – комбинированных даек, 3 – лампрофиры Агардакского комплекса по [11], 4–6 – лейкограниты комбинированных даек, пробы: 4 – ЧЖ-3/15, 5 – ЧЖ-2/10, 6 – ЧЖ-5/14, 7 – поле составов даек пикродолеритов. Составы: N-MORB, E-MORB, хондрита и примитивной мантии по [12], верхней континентальной коры по [13].

обратно коррелирует с содержаниями Al_2O_3 (рис. 3 г), CaO , Na_2O , что указывает на фракционирование из примитивного магматического расплава оливина и ортопироксена, а также, возможно, на контаминацию основных расплавов комбинированных дайках материалом гранитоидов.

Химический состав кислых пород достаточно однороден и характеризуется высоким содержанием SiO_2 и щелочей при преобладании K_2O над Na_2O . Общее содержание феррических компонентов (FeO , TiO_2 , MgO , CaO) в них не превышает 2.5 мас %, что согласуется с лейкократовым обликом пород.

Распределение редких элементов в пикродолеритах приведено на рис. 4. Содержание

несовместимых элементов в породах в целом ниже, чем в E-MORB. По сравнению с N-MORB они обогащены Rb, Ba, Th, U и лёгкими редкоземельными элементами (РЗЭ), но обеднены средними и тяжёлыми РЗЭ. В спектрах распределения микроэлементов отмечается небольшой дефицит Zr и Hf и положительная аномалия Ba. В целом геохимические характеристики пикродолеритов простых и комбинированных даек являются близкими, что позволяет связать их с общим магматическим процессом. Различия между пикродолеритами простых и комбинированных даек отражены в появлении Nb-Ta-минимума и повышенных концентрациях остальных микроэлементов в последних. Распределение РЗЭ в пикродолеритах обоих типов даек слабо фракционированное ($(La/Yb)_n$ 2.6–3.9), при этом по

Таблица 1. Химический состав даек Нарынского комплекса.

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	ЧЖ-2/7	ЧЖ-3/16	ЧЖ-5/12	ЧЖ-3/14	ЧЖ-5/13	ЧЖ-3/4а	ЧЖ-2/8	ЧЖ-2/10	ЧЖ-3/15	ЧЖ-5/14
SiO ₂	45.28	44.99	44.39	45.33	47.01	45.30	46.69	73.57	73.29	73.76
TiO ₂	0.92	0.91	0.93	0.91	1.04	0.89	1.15	0.12	0.39	0.15
Al ₂ O ₃	10.00	9.72	9.51	10.59	12.34	10.34	12.32	12.91	13.89	13.42
Fe ₂ O ₃	12.90	13.09	13.34	15.89	12.26	15.31	12.99	1.13	1.14	1.02
MnO	0.15	0.15	0.17	0.20	0.16	0.20	0.16	0.02	0.01	0.01
MgO	20.95	20.92	21.07	18.65	14.91	18.86	15.56	1.05	0.33	0.41
CaO	6.31	6.34	6.27	6.57	8.03	6.39	7.99	0.45	0.45	0.84
Na ₂ O	1.43	1.61	1.77	1.74	2.29	1.97	1.90	3.44	3.16	2.80
K ₂ O	0.26	0.28	0.26	0.26	0.43	0.24	0.34	6.30	6.72	6.25
P ₂ O ₅	0.12	0.12	0.11	0.12	0.10	0.13	0.13	0.04	0.12	0.03
п. п. п.	1.43	1.54	1.72	-0.06	1.01	0.07	0.65	0.73	0.43	0.74
Сумма	99.75	99.67	99.54	100.20	99.58	99.70	99.88	99.76	99.93	99.43
V	144	49.9	105	61.0	135	144	—	10.4	4.85	9.33
Cr	316	215	292	194	327	326	—	82.5	5.88	19.3
Co	90.6	62.1	103	62.6	72.8	101	—	2.83	1.27	2.63
Ni	789	750	744	619	505	907	—	41.9	19.9	10.4
Rb	2.94	2.29	3.09	2.40	9.94	3.57	—	151	69.2	124
Sr	192	100	188	92.2	231	174	—	190	73.4	197
Y	11.2	6.83	11.1	9.33	13.1	14.6	—	15.0	3.36	28.0
Zr	50.4	29.4	38.9	30.6	56.0	49.7	—	43.4	28.9	122
Nb	4.04	3.55	3.49	1.98	4.43	1.102	—	5.19	5.40	9.62
Cs	0.045	1.11	0.12	0.09	0.19	0.102	—	0.90	6.25	0.337
Ba	76.9	53.7	70.7	59.8	85.8	92.2	—	571	511	599
La	4.73	3.14	4.75	4.39	5.95	4.76	—	72.2	9.54	55.2
Ce	11.7	7.74	11.7	8.38	13.6	11.7	—	143	16.8	116
Pr	1.66	1.08	1.70	1.16	1.89	1.58	—	15.4	1.58	12.2
Nd	7.94	5.27	6.48	5.36	8.59	7.77	—	50.5	5.83	41.4
Sm	1.84	1.41	1.74	1.88	2.27	2.07	—	7.27	1.07	6.67
Eu	0.69	0.509	0.71	0.581	0.791	0.908	—	0.935	0.835	0.815
Gd	2.11	1.53	1.98	1.76	2.44	2.64	—	5.44	0.949	5.36
Tb	0.377	0.249	0.377	0.322	0.414	0.437	—	0.714	0.132	0.763
Dy	2.13	1.48	1.86	2.00	2.54	2.67	—	2.96	0.812	4.48
Ho	0.418	0.303	0.427	0.381	0.503	0.527	—	0.541	0.150	0.919
Er	1.09	0.86	1.00	0.987	1.40	1.52	—	1.36	0.394	2.98
Tm	0.175	0.127	0.162	0.153	0.201	0.218	—	0.246	0.050	0.486
Yb	1.04	0.689	0.866	0.826	1.30	1.29	—	1.32	0.289	3.42
Lu	0.135	0.084	0.133	0.144	0.202	0.186	—	0.193	0.067	0.582
Hf	1.43	0.783	1.034	0.845	1.65	1.30	—	1.53	0.836	4.49
Ta	0.258	0.22	0.241	0.122	0.258	0.136	—	0.386	0.220	0.959
Pb	0.064	3.83	4.65	2.06	2.26	4.72	—	27.4	21.7	17.1
Th	0.319	0.212	0.28	0.378	1.16	0.467	—	25.4	0.606	22.5
U	0.075	0.067	0.084	0.097	0.258	0.095	—	0.772	0.083	1.85

Примечание. Окислы в мас. %, элементы в г/т. Fe₂O₃ – железо общее, п. п. п. – потери при прокаливании. 1–3 – простые пикродолеритовые дайки; 4–7 – базитовая составляющая комбинированных даек; 8–10 – гранитная составляющая комбинированных даек. Анализы выполнены в ИГЕМ РАН. Содержания петрогенных окислов определялись методом XRF в стекле, сплавленном с метаборатом Li; микроэлементов – методом ICP-MS с кислотным разложением в микроволновой печи (долериты) и в автоклавах повышенного давления (гранитоиды).

Таблица 2. Результаты U–Pb-датирования (SHRIMP-II) циркона из лейкогранитов комбинированной дайки (образец ЧЖ-5/14, 50.232787° с. ш., 95.38798° в. д.).

Точка анализа	²⁰⁶ Pb _c , %	U, ppm	Th, ppm	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb*, ppm	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U возраст, млн лет	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb*	± %	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	± %	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	± %	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	± %	егг. согг.
1.1	0.04	939	245	0.27	56.2	434.5±5.7	14.34	1.4	0.05583	1.3	0.534	1.9	0.06973	1.4	0.715
2.1	0.00	1286	471	0.38	77.5	437.3±5.7	14.25	1.3	0.05535	1.1	0.5357	1.7	0.0702	1.3	0.781
11.1	0.00	788	465	0.61	47.5	437.6±5.8	14.24	1.4	0.05539	1.4	0.536	2	0.07023	1.4	0.694
17.1	0.00	899	260	0.30	53.8	434.3±5.7	14.35	1.4	0.05585	1.4	0.537	1.9	0.0697	1.4	0.710
16.1	0.03	1115	667	0.62	67.9	441.2±5.8	14.11	1.4	0.05545	1.2	0.5391	1.8	0.07084	1.4	0.737
7.1	0.00	1248	391	0.32	75.7	439.7±5.7	14.17	1.3	0.05549	1.1	0.5401	1.7	0.07059	1.3	0.771
5.1	0.10	1158	392	0.35	70.1	438.8±5.7	14.18	1.3	0.05649	1.1	0.541	1.9	0.07044	1.3	0.694
10.1	0.00	1051	316	0.31	64.4	443.8±5.8	14.03	1.4	0.05509	1.2	0.5413	1.8	0.07127	1.4	0.738
9.1	0.00	966	676	0.72	58.7	440.3±5.8	14.15	1.4	0.05582	1.2	0.544	1.8	0.07069	1.4	0.735
8.1	0.10	759	215	0.29	46.6	444.8±5.9	13.99	1.4	0.05616	1.4	0.545	2.1	0.07143	1.4	0.638
4.1	0.03	1133	629	0.63	63.3	444.5±5.8	14.01	1.3	0.05576	1.2	0.5463	1.8	0.07138	1.3	0.740

Примечание. Ошибки для доверительного интервала 1σ; Pb_c и Pb* – нерадиоогенный и радиоогенный свинец соответственно; ошибка калибровки стандарта (1σ) – 0.56 %.

содержанию тяжёлых и средних РЗЭ пикродолериты обеднены относительно базальтов срединно-океанических хребтов.

Кислые породы в составе комбинированных даек обладают разными геохимическими характеристиками, отражёнными в их спектрах распределения рассеянных элементов. Один из лейкогранитов характеризуется резко пониженными содержаниями рассеянных элементов, за редким исключением не превышающих их содержания в долеритах даек, а по содержанию средних и тяжёлых РЗЭ существенно уступающих последним. Повышенные значения демонстрируют лишь Rb, Ba и Eu, что характерно для пород, сформированных за счёт плавления субстрата, обогащённого полевыми шпатами. Два других гранита из комбинированных даек близки по содержанию редких элементов. Они характеризуются высокими содержаниями Rb, Ba, U и Th и относительно пониженными содержаниями Ta, Nb, Sr, P, Eu и Ti, что типично для коровых гранитоидных расплавов, возникших при условии доминирования в рестите полевых шпатов, апатита и Fe–Ti-окислов.

По сравнению с пикродолеритами лейкограниты в целом характеризуются более фракционированным распределением редких элементов, что свидетельствует о разных источниках исходных расплавов основных и кислых пород комбинированных даек. На это указывает и то, что лейкограниты ЧЖ-5/14 и ЧЖ-2/10, несмотря

на существующие между ними различия, по геохимическим характеристикам сближаются с модельным составом верхней коры, что служит основанием считать их продуктами корового плавления.

ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Как было показано, наблюдаемые соотношения между пикродолеритами и гранитоидами в комбинированных дайках свидетельствуют об одновременном их формировании. Это позволило определить возраст становления даек по циркону из гранитов комбинированной дайки. Циркон из лейкогранита ЧЖ-5/14 характеризуется сложным внутренним строением с отчётливыми ядрами и каймами, имеющими явную магматическую зональность (рис. 5 а). Методом локальной вторично-ионной масс-спектрометрии на приборе SHRIMP-II во ВСЕГЕИ по методике [14] были изучены преимущественно краевые зональные области кристаллов циркона, 11 из анализов которых характеризуются низким содержанием нерадиоогенного ²⁰⁶Pb (табл. 2). Рассчитанный по ним конкордантный возраст составляет 439±3 млн лет (СКВО = 0.88, рис. 5 б). Это значение возраста рассматривается нами как время становления Нарынского дайкового комплекса.

ОБСУЖДЕНИЕ

Дайки Нарынского комплекса представлены двумя типами – простыми, сложенными

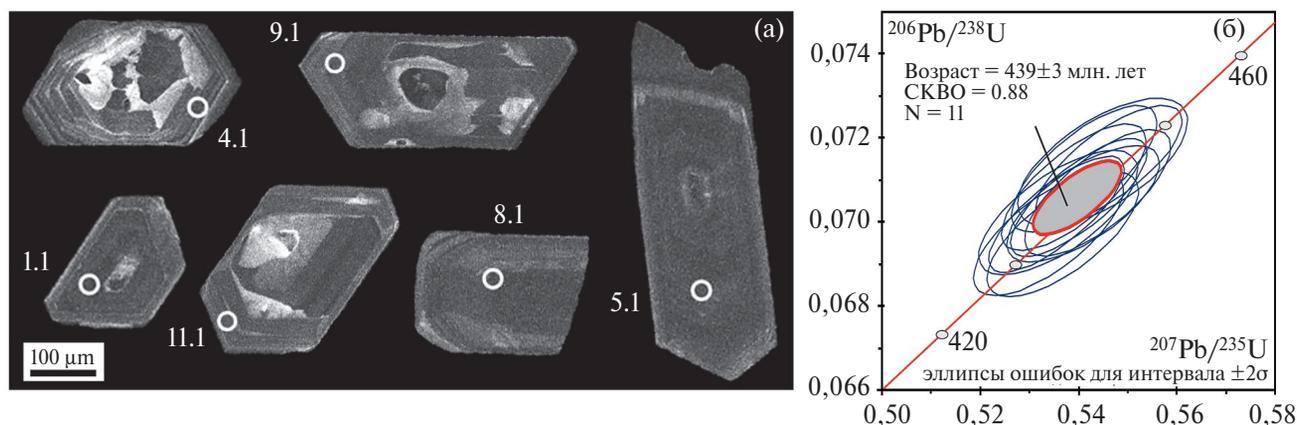


Рис. 5. Микрофотографии кристаллов циркона, выполненные на сканирующем электронном микроскопе Camscan MX 2500S в режиме катодолюминесценции (кружками обозначены участки датирования) (а), и диаграмма с конкордией (б) для лейкогранита комбинированной дайки Нарынского комплекса (проба ЧЖ-5/14). Номера точек соответствуют порядковым номерам в табл. 2.

пикродолеритами, и комбинированными, в строении которых наряду с пикродолеритами участвуют также гранитоиды. Петрографический состав основных пород даек в целом определяется одним и тем же набором породообразующих минералов, их петрохимические и геохимические характеристики являются практически идентичными, свидетельствуя о принадлежности пикродолеритов простых и комбинированных даек к общему магматическому процессу. Отличия, связанные с появлением Ta–Nb-минимума в спектре микроэлементов пикродолеритов комбинированных даек, по-видимому, могли быть вызваны контаминацией основных расплавов гранитоидами.

Главной особенностью рассматриваемых пикродолеритов является высокое содержание MgO, которое, судя по отсутствию в породах кумулятивных минералов, является характеристикой исходного расплава. Геохимические характеристики пород, такие как слабый отрицательный наклон спектров РЗЭ, отсутствие деплетирования Ta, Nb, Rb, Ba свидетельствуют о подлитосферном источнике пикродолеритов. На тектонических дискриминантных диаграммах, например (рис. 3 б [10]), простые дайки согласуются с составами обогащённых базальтов океанических хребтов или внутриплитных горячих точек мантии. Смещение составов комбинированных даек в поле базальтов вулканических дуг, очевидно вызвано контаминацией. Высокая магнезиальность и невысокая щёлочность и титанистость, а также отмеченные микроэлементные характеристики позволяют предположить, что в источнике пикродолеритовых расплавов преобладали

сухие перидотиты подлитосферной мантии. Это позволило нам применить термобарометр [15] и рассчитать температуру и давление выплавления основных расплавов из мантии, которые составили около 1600–1640°C и 3.5–4.3 ГПа, что соответствует глубине около 120–140 км (рис. 6). Степень плавления для сухих условий при этом была весьма высокая и достигала »20%. Такие параметры согласуются, например, с условиями генерации магм Гавайской горячей точки.

В отличие от пикродолеритов, гранитоиды комбинированных даек Нарынского комплекса обладают характеристиками коровых пород. По геохимическим особенностям они разделились на две группы. Лейкограниты ЧЖ-3/15 демонстрируют сильно деплетированные характеристики. Наличие в спектре РЗЭ положительной аномалии Eu, а также относительные максимумы Rb, Ba и K позволяет предполагать, что в плавление была вовлечена преимущественно полевошпатовая порода. Составы лейкогранитов ЧЖ-5/14 и ЧЖ-2/10 близки к составу верхней коры и, по-видимому, формировались из верхнекоровых субстратов. Различные содержания средних и тяжёлых РЗЭ, Zr и Hf этих пород, скорее всего, связаны с разнодолевым участием амфибола и циркона в плавлении.

Дайки Нарынского комплекса прорывают массив габброидов, который не мог служить субстратом для образования кислых расплавов. Очевидно, что зарождение последних происходило на более глубоких горизонтах коры. Исходя из того, что не все дайки являются комбинированными, можно предположить, что появление кислых расплавов и их вовлечение

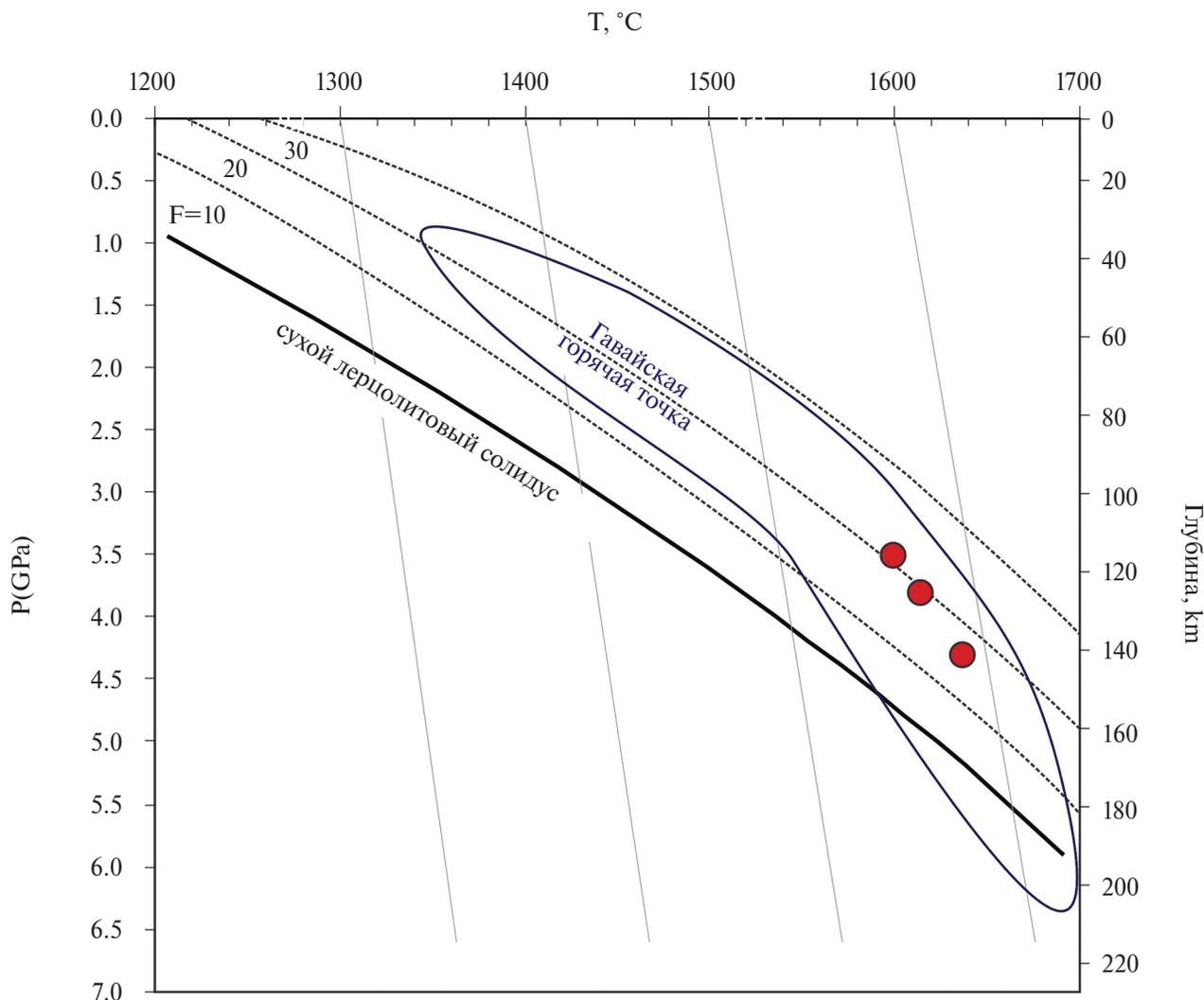


Рис. 6. Оценка температуры и давления зарождения магм простых даек пикродолеритов Нарынского комплекса по [15]. F – степень плавления мантийных перидотитов в сухих условиях. Показано поле условий генерации расплавов Гавайской горячей точки.

в дайкообразование произошло в определённой последовательности. Скорее всего, первые внедрения пикродолеритов происходили в “холодной” континентальной коре и поэтому не сопровождалась выплавками кислых расплавов. В то же время они способствовали разогреву коры, поэтому последующие внедрения могли содействовать анатектическому плавлению и вовлечению кислых расплавов в дайкообразование. Несмотря на эти различия, о родстве комбинированных и простых даек, а, следовательно, и о близком времени формирования, свидетельствуют совместное их участие в строении дайкового поля, а также их высокая магнезиальность и геохимическое сходство.

Импульс магматизма, породивший ~440 млн лет назад дайки Нарынского комплекса, пришёлся на интервал времени, который в Алтае-Саянской области характеризовался затишьем эндогенной активности. Ему предшествовала мощная вспышка магматизма, завершившая около 450 млн лет формирование Каа-Хемского батолита [16]. После этого и до зарождения в начале девона Алтае-Саянской рифтовой системы [5] в регионе значимых магматических событий зафиксировано не было [16]. Редкие проявления магматизма в это время указывают на участие подлитосферной мантии в их образовании. Помимо Нарынского дайкового комплекса таким, например, является Агардакский щелочно-базальтоидный комплекс с возрастом

около 443 млн лет [17]. Комплекс включает лампрофиры (камptonиты) двух типов — основного и ультраосновного составов, которые содержат ксенолиты перидотитов, а также гранатовые и шпинелевые клинопироксениты. Считается, что эти ксенолиты характеризуют ордовикскую литосферную мантию региона [17]. Показательно положение этого комплекса в структурах региона. Он расположен в 25 км к ССЗ от поля развития пород Нарынского комплекса и подобно последнему тяготеет к западной границе Сангиленской части Тувино-Монгольского докембрийского супертеррейна. В геохимическом отношении лампрофиры Агардакского комплекса более высокотитанистые и высококальциевые (рис. 3), обладают близким к ОИВ спектром микроэлементов (рис. 4) с типичным для внутриплитных базальтоидов соотношением Zr, Th и Nb (рис. 3 б), свидетельствуя также о подлитосферном их источнике, однако, в сравнении с пикродолеритами Нарынского комплекса, в этом источнике присутствовал обогащённый компонент, мобилизуемый при низкой степени плавления.

Таким образом, образование близких по возрасту Агардакского и Нарынского дайковых комплексов Западного Сангиленга происходило при участии подлитосферных мантийных источников, плавящихся на глубине более 110 км при повышенной температуре. Возникновение таких условий в регионе в это время может трактоваться по-разному. Согласно [17, 18], образование даек было связано с заключительными проявлениями активности ордовикского плюма, сопряжёнными с постколлизийными сдвигами. Однако, между дайками и проявлениями средне-позднеордовикских габброидов, зафиксировавших участие плюма в магматизме региона, отмечается временной перерыв ~ 20 млн лет. Согласно палеомагнитным реконструкциям [19, 20], в среднем ордовике — раннем силуре Сибирский палеоконтинент, в состав которого входила рассматриваемая территория, перемещался к северу со скоростью ~7.3 см/год, что за 20 млн лет давало суммарное смещение ~1500 км, исключающее сохранение территории над одним и тем же плюмом. Другой вариант объяснения предполагает, что раннесилурийский мантийный магматизм мог отвечать этапу зарождения девонской Алтае-Саянской рифтовой системы. Но его также следует исключить, так как до начала её формирования оставалось ещё не менее 20 млн лет.

Эти ограничения заставляют искать иной источник раннесилурийской подлитосферной

активности в регионе. Учитывая, что в соответствии с палеомагнитными данными в этом интервале времени Сибирский палеоконтинент мигрировал над Африканским горячим полем мантии [19, 20], можно допустить, что в ходе этого перемещения могли происходить кратковременные воздействия последнего на литосферу Алтае-Саянской области. Граница Тувино-Монгольского докембрийского супертеррейна с обрамляющими раннепалеозойскими (каледонскими) структурами является крупным разделом в литосфере региона, что вероятно и определило её как зону проникновения мантийных магм.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в лаборатории редкометального магматизма ИГЕМ РАН в рамках темы Государственного задания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Abbott D. H., Isley A. E.* The intensity, occurrence, and duration of superplume events and eras over geological time // *J. Geodyn.* 2002. V. 34. P. 265–307.
2. *Соболев А. В., Соболев С. В., Кузьмин Д. В., Малич К. Н., Петрунин А. Г.* Механизм образования сибирских меймечитов и природа их связи с траппами и кимберлитами // *Геология и геофизика.* 2009. Т. 50(12). С. 1293–1334.
3. *Добрецов Н. Л., Борисенко А. С., Изох А. Э.* Термохимические глубинные мантийные плюмы — источник рудного богатства планеты // *Наука из первых рук.* 2020. № 5–6 (90). С. 54–61.
4. *Yarmolyuk V. V., Kuzmin M. I., Ernst R. E.* Intraplate geodynamics and magmatism in the evolution of the Central Asian Orogenic Belt // *J. Asian Earth Sci.* 2014. V. 93. P. 158–179.
5. *Vorontsov A., Yarmolyuk V., Dril S., Ernst R., Perfilova O., Grinev O., Komaritsyna T.* Magmatism of the Devonian Altai-Sayan Rift System: Geological and geochemical evidence for diverse plume-lithosphere interactions // *Gondw. Res.* 2021. V. 89. P. 193–219.
6. *Ярмолук В. В., Козловский А. М., Никуфоров А. В., Кудряшова Е. А., Хертек А. К.* Возраст и состав Дугдинского массива щелочных пород (Восточный Саян): к оценке закономерностей проявления позднепалеозойского редкометального магматизма в юго-западном обрамлении Сибирской платформы // *Доклады РАН. Науки о Земле.* 2021. Т. 499. № 1. С. 33–41.
7. *Козаков И. К., Ковач В. П., Ярмолук В. В., Котов А. Б., Сальникова Е. Б., Загорная Н. Ю.*

- Корообразующие процессы в геологическом развитии Тувино-Монгольского массива: Sm-Nd изотопные и геохимические данные по гранитоидам // *Петрология*. 2003. Т. 11. № 5. С. 491–511.
8. *Владимиров А. Г., Изох А. Э., Поляков Г. В., Бабин Г. А., Мехоношин А. С., Крук Н. Н., Хлестов В. В., Хромых С. В., Травин А. В., Юдин Д. С., Шелепаев Р. А., Кармышева И. В., Михеев Е. И.* Габбро-гранитные интрузивные серии и их индикаторное значение для геодинамических реконструкций // *Петрология*. 2013. Т. 21. № 2. С. 177–201.
 9. *Шарпенюк Л. Н., Костин А. Е., Кухаренко Е. А.* TAS-диаграмма сумма щелочей–кремнезем для химической классификации и диагностики плутонических пород // *Региональная геология и металлогения*. 2013. № 56. С. 40–50.
 10. *Wood D. A.* The application of a Th–Hf–Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1980. V. 50. P. 11–30.
 11. *Изох А. Э., Вишневецкий А. В., Поляков Г. В., Шелепаев Р. А.* Возрастные рубежи пикритового и пикродолеритового магматизма Западной Монголии // *Геология и геофизика*. 2011. Т. 52. № 1. С. 10–31.
 12. *Sun S., McDonough W. F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes / Eds. A. D. Saunders, M. J. Norry. *Magmatism in the Ocean Basins*. London: Geol. Soc. (Special Publ.), 1989. 42. P. 313–345.
 13. *Rudnick R. L., Gao S.* Composition of the continental crust / Ed. R. L. Rudnick. *The Crust. Treatise on Geochemistry*. Oxford, 2003. V. 3. P. 1–64.
 14. *Larionov A. N., Andreichev V. A., Gee D. G.* The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U–Pb zircon ages of gabbros and syenite // *The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica*. Eds. Gee D. G., Pease V. L. London: Geological Society (Memoirs), 2004. V. 30. P. 69–74.
 15. *Lee C. T. A., Luffi P., Plank T., Dalton H., Lee-man W. P.* Constraints on the depths and temperatures of basaltic magma generation on Earth and other terrestrial planets using new thermobarometers for mafic magmas // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2009. V. 279(1–2). P. 20–33.
 16. *Руднев С. Н.* Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и озерной зоны Западной Монголии. Новосибирск: Издательство Сибирского отделения Российской академии наук, 2013. 295 с.
 17. *Гибшер А. А., Мальковец В. Г., Травин А. В., Белоусова Е. А., Шарыгин В. В., Конс З.* Возраст камптонитовых даек агардагского щелочнобазальтоидного комплекса Западного Сангиленна на основании Ar/Ar и U/Pb датирования // *Геология и геофизика*. 2012. № 8. С. 998–1013.
 18. *Владимиров В. Г., Кармышева И. В., Яковлев В. А., Травин А. В., Цыганков А. А., Бурмакина Г. Н.* Термохронология минглинг-даек Западного Сангиленна (Юго-Восточная Тува): свидетельства развала коллизионной системы на северо-западной окраине Тувино-Монгольского массива // *Геодинамика и тектонофизика*. 2017. Т. 8. № 2. С. 283–310.
 19. *Kuzmin M. I., Yarmolyuk V. V., Kravchinsky V. A.* Phanerozoic hot spot traces and paleogeographic reconstructions of the Siberian continent based on interaction with the African large low shear velocity province // *Earth-Science Reviews*. 2010. V. 102. P. 29–59.
 20. *Torsvik T. H., Cocks L. R. M.* *Earth History and Palaeogeography*. Cambridge: Cambridge University Press, 2017. P. 332.

PICRITIC DOLERITE DIKES OF THE NARYN RIVER: AGE, COMPOSITION AND POSITION IN THE GEOLOGICAL HISTORY OF THE SOUTHEASTERN TUVA (CENTRAL ASIAN OROGENIC BELT)

Academician of the RAS V. V. Yarmolyuk^{1,2}, A. M. Kozlovsky^{1,*}, U. A. Moroz¹, A. V. Nikiforov¹

¹*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

²*Tuvian Institute for Exploration of Natural Resources of Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Kyzyl, Tuva rep., Russian Federation*

*E-mail: amk@jgem.ru

New evidence of the Early Silurian sublithospheric magmatic activity in the eastern part of the Altai-Sayan orogen has been obtained, which occurred between large-scale mantle magmatic episodes of the Middle–Late Ordovician and Devonian. These are the dikes of high-Mg (MgO 15–22 wt %) picritic dolerite of the Naryn complex in the western part of the Tuva-Mongolian superterrane. The dike complex consists of simple picritic dolerite dikes and combined dikes which compose a central picritic dolerite and granitoids along contacts with mingling zone between them. The picritic dolerite geochemical signature is similar to the enriched basalt of mid-ocean ridges or within-plate regions and indicates sublithospheric mantle source of therm. The origin of initial picritic dolerite melts occurred at depth about 120–140 km, temperature of 1600–1640°C and melting degree up to 20% of a dry peridotite. These values are consistent with the origin conditions of the hot spot magmas. The granitoids from combined dikes had crustal geochemical signature and were formed due to anatexis of the Tuva-Mongolian superterrane host rocks initiated by the picritic dolerite intrusion. The U–Pb zircon age (SHRIMP-II) of leucogranite from the combined dyke is 439 ± 3 Ma which interpreted as age of the Naryn dyke complex. Early Silurian mantle magmatic activity of the Southeastern Tuva most likely caused the migration of the Siberian paleocontinent over the African mantle hot field.

Keywords: Central Asian Orogenic Belt, Early Silurian, High-Mg rocks, sublithosphere mantle source, mingling