

УДК 552.31:551.24

ПРОЯВЛЕНИЕ ПОЗДНЕДЕВОНСКОГО ПОСТАККРЕЦИОННОГО МАГМАТИЗМА НА ВОСТОЧНОМ СКЛОНЕ СЕВЕРНОГО УРАЛА: НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ И ГЕОХИМИИ

© 2021 г. Г. А. Петров^{1,*}, Ю. Л. Ронкин¹, член-корреспондент РАН А. В. Маслов¹

Поступило 30.04.2021 г.

После доработки 26.05.2021 г.

Принято к публикации 08.06.2021 г.

Выполнено исследование геохимических особенностей и изотопного (Sm–Nd и U–Pb) возраста долеритов ивдельского комплекса, распространенного на восточном склоне Северного Урала в пределах Тагильской островодужной мегазоны. Выяснено, что слагающие его магматические образования имеют фаменский возраст и, следовательно, сформировались после замыкания зоны субдукции. Породы ивдельского комплекса демонстрируют сходство с вулканитами как конвергентных, так и дивергентных обстановок, и, вероятно, сформировались из продуктов частичного плавления деплетированной надсубдукционной верхней мантии. Фаменские гипабиссально-субвулканические и вулканогенные комплексы, подобные ивдельскому, известны также в островодужных блоках на Приполярном и Южном Урале.

Ключевые слова: Северный Урал, долериты, поздний девон, островная дуга

DOI: 10.31857/S2686739721090152

Вопросам геологического строения Палеоокеанического сектора Урала, включающего палеозойские осадочные, вулканогенные и интрузивные комплексы Магнитогорской, Тагильской и Войкаро-Щучьинской мегазон (рис. 1а), посвящено большое количество исследований (например, [3, 7, 8] и др.). В составе перечисленных структур преобладают образования внутриокеанических островодужных систем, включая породы фундамента, барьерных островных дуг, преддуговых, задуговых обстановок, внутридуговых рифтов и т.п. [6], в той или иной степени связанных с функционированием зоны субдукции. По данным многих исследователей ([4, 6] и др.), аккреция островодужных блоков к окраине Восточно-Европейского палеоконтинента (Лавруссии) произошла на Южном, Среднем и Северном Урале на рубеже франского и фаменского веков (367–372 млн лет), что фиксируется прекращением островодужного вулканизма, началом формирования молассоидных полимиктовых толщ и высокобарическим метаморфизмом в шовных зонах. Несмотря на прекращение работы зоны субдукции, проявления магматизма фиксируются в

островодужных блоках и после завершения аккреции. Для объяснения природы постааккреционных магматических комплексов обычно используются модели отрыва субдуцированной пластины в результате эклогитизации последней, глубинного мантийного плюма, проявления трансформной обстановки, сопровождающейся образованием “мантийного окна” и др. На Северном Урале к постааккреционным образованиям относится ивдельский комплекс, распространенный в восточной части Тагильской палеоостроводужной структуры (рис. 1б).

В истории формирования островодужных комплексов Тагильской структуры обычно выделяются два этапа – позднеордовикско-раннедевонский и девонский, разделяемые эпохой предположительной перестройки или перескока зоны субдукции ([6] и др.). Стратиграфия, геохимические особенности и зональность вулканогенных толщ первого этапа детально исследованы в районе Уральской сверхглубокой скважины СГ-4 ([3] и др.); девонские вулканиты изучены значительно слабее, отрывочные сведения о них присутствуют, главным образом, в материалах геологических съемок.

Исследованная авторами территория расположена на восточном склоне Северного Урала, в Ивдельском районе Свердловской области (рис. 1б). Вулканогенные образования распространены здесь в составе трех девонских страто-

¹ Институт геологии и геохимии Уральского отделения Российской академии наук им. А.Н. Заварицкого, Екатеринбург, Россия

*E-mail: Georg_Petrov@mail.ru

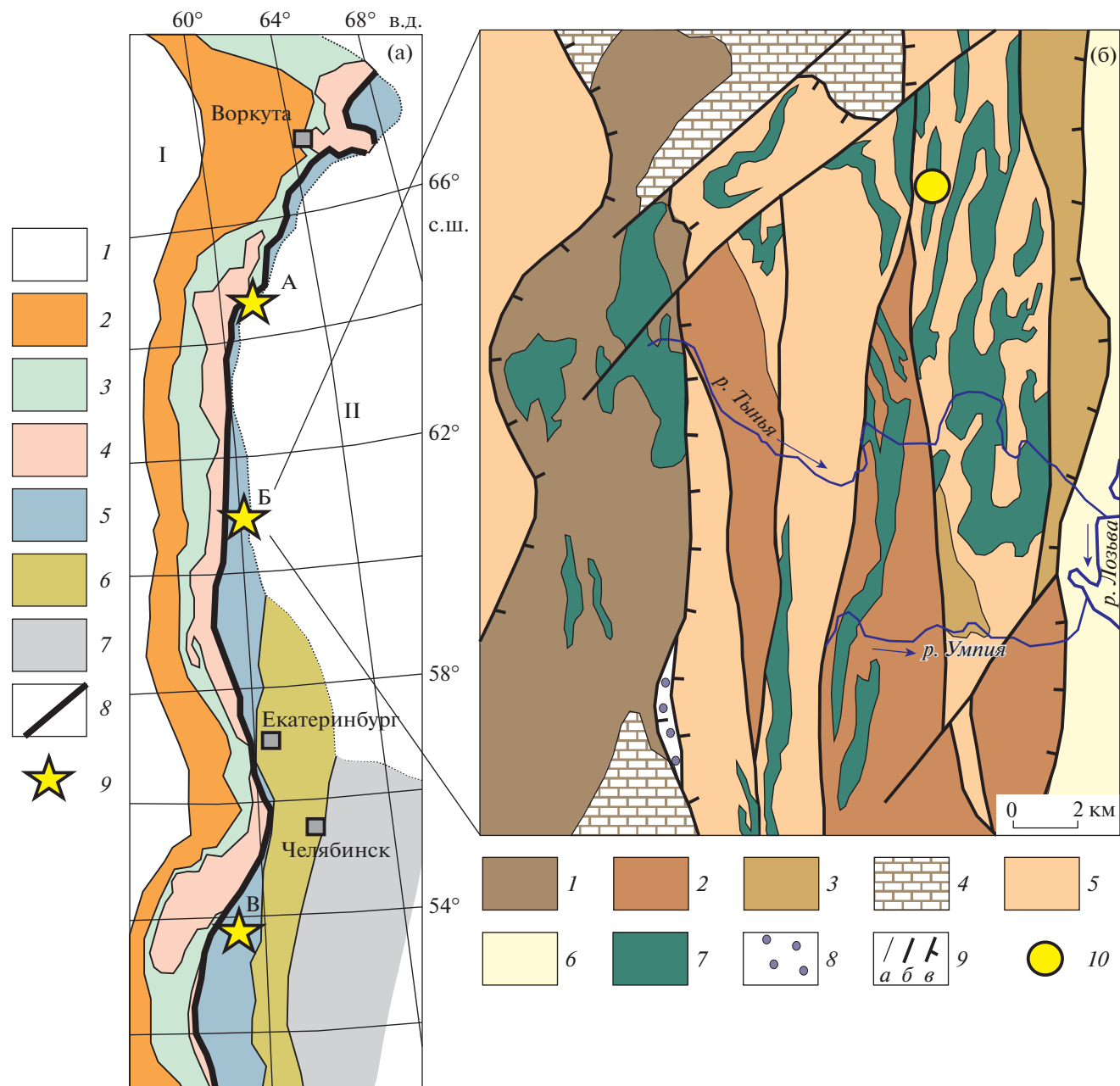


Рис. 1. Схема расположения главных структур Урала и позднедевонских постаккреционных магматических комплексов по [6] с изменениями, (а) и схематическая геологическая карта района распространения ивдельского комплекса (б). а: 1 – осадочный чехол платформ: Восточно-Европейской (I) и Западно-Сибирской (II); 2–4 – “Палеоконтинентальный” сектор Урала: 2 – Предуральский краевой прогиб, 3 – Западно-Уральская мегазона (палеозойские комплексы пассивной континентальной окраины и континентального склона), 4 – Центрально-Уральская мегазона (докембрийские образования); 5–7 – Палеоокеанический сектор Урала: 5 – Магнитогорская, Тагильская и Войкаро-Шульчинская мегазоны (палеозойские преимущественно островодужные образования), 6, 7 – Восточно-Уральская и Зауральская мегазоны (коллаж блоков и пластин палеозойских и докембрийских комплексов); 8 – Главный Уральский разлом; 9 – проявления постаккреционного позднедевонского магматизма среди палеозойских островодужных образований: А – эрпшорский комплекс габбро-долеритовый D₃, по [1]; Б – ивдельский комплекс габбро-долерит-гранодиоритовый D₃ (авторские данные); В – новоивановская и амурская толщи D₃, сара-тюбинская толща D₃–С₁, по [5, 8]. б: 1–3 – девонские вулканогенно-осадочные свиты: 1 – перевозская D₁, 2 – краснотурьинская D₁, 3 – лимкинская D₂₋₃; 4 – терригенно-карбонатные толщи D₁₋₂; 5 – карбонатно-кремнисто-терригенные толщи D₂; 6 – мезозойские и кайнозойские образования; 7 – долериты и габродолериты ивдельского комплекса D₃; 8 – серпентинитовый меланж; 9 – интрузивные и стратиграфические границы (а), разрывные нарушения со сложной и неустановленной кинематикой (б), взбросы и надвиги (в); 10 – точка отбора образца для изотопно-геохронологических исследований.

нов – перевозской, краснотурьинской и лимкинской свит. В состав пражской перевозской свиты входят алевролиты, вулканомиктовые песчаники, туфы и лавы базальтового, андезитового, реже дациандезитового состава с редкими прослоями кремней. Пражско-эмсская краснотурьинская свита имеет сходный состав, к перечисленному набору пород добавляются редкие прослои известняков; в некоторых районах возраст подобной вулканогенно-осадочной последовательности охватывает нижнюю часть эйфеля, что соответствует тальтийской свите D_{1-2} . Вулканиды образуют непрерывный ряд от базальтов до дациандезитов. Заключительный импульс магматической активности Тагильской островной дуги приходится на верхнюю часть живетского и нижнюю – франского ярусов (лимкинская свита). В это время формируется непрерывный ряд вулканидов от андезитов и андезибазальтов до риолитов, с преобладанием умеренно-кислых разностей. Кроме туфов и лав, в составе свиты отмечаются туффиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, туфогравелиты, кремнистые алевролиты, известняки. Нижне- и среднедевонские терригенно-карбонатные последовательности в исследуемом районе распространены незначительно и в данной работе не рассматриваются. Блоки среднедевонских карбонатно-кремнисто-терригенных лангурской и высотинской свит чередуются с пластинами вулканогенно-осадочных пород. Среди перечисленных стратифицируемых образований располагаются многочисленные гипабиссальные интрузии пород ивдельского комплекса. В составе последнего наиболее широко распространены габбродолериты и долериты, слагающие силлы и дайки. Мощность силлов обычно не превышает 100 м, при протяженности до нескольких десятков километров; дайки долеритов имеют мощность от первых сантиметров до нескольких десятков метров, при протяженности от нескольких метров до первых километров. Характерной особенностью интрузий является присутствие слабо раскристаллизованных миндалекаменных разностей с микродолеритовыми и интерсертальными микроструктурами в краевых частях тел, и полнокристаллических плотных долеритов и габбродолеритов в их центре. Маломощные тела часто слагаются базальтами. Долериты и габбродолериты состоят из плагиоклаза (лабрадора или битовнита, иногда альбитизированных), моноклинного пироксена (пижонита, авгита), иногда отмечаются бурая роговая обманка и кварц. Акцессорные минералы – апатит, титаномагнетит, сфен. Вторичные минералы: серицит, преhnит, эпидот, пелит, сосюрит, кальцит, пумпеллиит, хлорит, магнетит. Породы среднего и умеренно-кислого состава распространены значительно реже, они слагают разрозненные маломощные дайки. Кварцевые диориты и грано-

диориты – серые массивные мелкозернистые, реже среднезернистые породы, состоящие из длиннопризматического, часто зонального плагиоклаза (андезина), кварца, роговой обманки, биотита и титаномагнетита, иногда присутствует клинопироксен. Вторичные изменения проявлены в сосюритизации плагиоклаза и хлоритизации первичных темноцветных минералов.

Геохимические параметры пород ивдельского комплекса достаточно своеобразны (табл. 1). На классификационной диаграмме $SiO_2-(Na_2O + K_2O)$ (рис. 2а) фигуративные точки составов слагающих его пород образуют ряд от базальтов до дацитов в поле пород нормальной щелочности. Долериты и базальты комплекса – высокотитанистые ($TiO_2 = 1.89-2.99$ мас. %, в среднем 2.37 мас. %), низко- и умеренно-магнезиальные ($MgO = 3.85-5.78$ мас. %, в среднем 5.08 мас. %), низко- и умеренно-калиевые ($K_2O = 0.11-0.80$ мас. %, в среднем 0.33 мас. %) породы натриевой серии ($Na_2O/K_2O = 3.93-33.18$, в среднем 9.98).

Среднее содержание редкоземельных элементов (РЗЭ) в породах основного состава составляет 53.51 мкг/г (от 31.88 до 71.95 мкг/г), средняя величина отношения легких лантаноидов к тяжелым (ЛРЗЭ/ТРЗЭ) составляет 2.00 (1.70–2.21), $Eu/Eu^* = 0.36$ (0.34–0.39). В кварцевых диоритах и гранодиоритах среднее содержание РЗЭ равно 115.87 мкг/г (от 86.12 до 134.43 мкг/г), ЛРЗЭ/ТРЗЭ = 2.23 (2.10–2.37), $Eu/Eu^* = 0.31$ (0.28–0.35). На диаграмме $Th/Yb-Ta/Yb$ точки составов пород ивдельского комплекса расположены в полях вулканидов островных дуг (рис. 2б). На спайдер-диаграммах графики нормированных содержаний химических элементов показывают сходство пород ивдельского комплекса с вулканидами дивергентных и конвергентных обстановок (рис. 2в, 2г).

Нормирование содержания РЗЭ к хондриту (рис. 2в) позволяет предположить сходство ивдельских долеритов с “нормальными” базальтами срединно-океанических хребтов (N-MORB); графики для умеренно-кислых пород также имеют субхондритовую форму при несколько более высоком содержании РЗЭ. Для сравнения приведены графики нормированных содержаний РЗЭ в базальтах и андезитах девонских перевозской, краснотурьинской и лимкинской свит, а также в базальтах современной островной дуги Вануату. Можно заметить, что островодужные вулканиды обогащены ЛРЗЭ и обеднены ТРЗЭ по сравнению с долеритами ивдельского комплекса. Содержание других петрологических информативных элементов демонстрирует сходство долеритов с “обогащенными” базальтами срединно-океанических хребтов (E-MORB), отличаясь более низкими концентрациями Ta и Nb и более высокими – Ti (рис. 2г); при этом для умеренно-кислых интрузи-

Таблица 1. Содержание петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в породах ивдельского комплекса

Компоненты	Образцы							
	7057-1	7050	2423	2470	5021-1	5050-2	Ш145	Ш113
SiO ₂	50.60	51.30	49.30	49.50	47.80	48.30	55.90	65.90
TiO ₂	1.89	2.61	2.16	2.49	2.51	2.33	1.71	0.86
Al ₂ O ₃	13.80	14.20	14.60	14.50	14.60	14.60	13.60	13.30
Fe ₂ O ₃	3.67	5.17	6.38	6.90	5.45	6.10	6.25	4.69
FeO	8.80	7.99	5.39	6.09	7.72	6.77	5.69	3.25
MnO	0.25	0.23	0.20	0.22	0.21	0.22	0.22	0.17
MgO	4.99	4.91	5.69	5.04	5.48	5.00	2.74	1.42
CaO	8.20	5.92	10.80	7.48	8.77	8.20	5.90	2.79
Na ₂ O	2.73	3.06	2.61	4.18	3.79	3.47	4.19	4.29
K ₂ O	0.42	0.29	0.23	0.48	0.30	0.79	0.33	0.97
P ₂ O ₅	0.21	0.25	0.20	0.21	0.17	0.32	0.58	0.23
ппп	3.58	3.40	1.44	2.43	2.52	3.21	2.36	1.93
La	5.56	6.05	5.30	5.60	3.35	4.33	12.20	11.40
Ce	14.40	17.10	16.40	17.00	9.74	11.90	33.50	31.40
Pr	2.20	2.92	2.55	2.80	1.65	2.08	5.56	5.27
Nd	11.80	14.80	13.30	14.10	9.02	11.20	28.80	25.70
Sm	3.76	4.64	4.22	4.72	2.77	3.60	8.33	7.63
Eu	1.29	1.62	1.64	1.74	1.15	1.58	2.64	2.28
Gd	4.32	5.88	5.03	5.33	3.52	4.59	10.70	8.34
Tb	0.73	1.01	0.91	0.98	0.68	0.80	1.85	1.57
Dy	5.92	6.70	5.85	6.46	3.87	4.93	11.70	9.99
Ho	1.11	1.45	1.30	1.36	0.85	1.07	2.61	2.14
Er	3.21	4.32	3.92	4.26	2.68	3.21	7.58	6.78
Tm	0.46	0.58	0.50	0.54	0.34	0.39	1.12	0.92
Yb	2.99	3.87	3.58	3.89	2.10	2.65	6.85	6.72
Lu	0.41	0.56	0.51	0.55	0.34	0.36	0.99	0.96
V	358.00	412.00	428.00	512.00	612.00	463.00	56.50	25.10
Cr	75.00	22.80	87.20	35.00	28.70	22.60	20.60	10.60
Ni	25.80	15.10	33.30	29.40	20.00	15.30	6.71	4.58
Rb	5.31	3.49	3.90	7.25	4.55	16.00	3.11	11.30
Sr	427.00	303.00	241.00	544.00	341.00	432.00	189.00	212.00
Y	29.30	37.00	32.70	35.00	22.60	28.40	73.90	58.00
Zr	80.00	112.00	95.80	112.00	55.00	58.00	201.00	245.00
Nb	1.93	2.20	2.09	1.81	0.96	0.97	3.90	2.91
Ba	101.00	55.20	44.60	142.00	40.10	113.00	73.90	208.00
Hf	2.48	3.30	2.80	3.14	1.64	1.73	5.60	6.99
Ta	0.11	0.18	0.16	0.16	0.05	0.05	0.31	0.25
Pb	3.28	1.05	1.73	1.57	1.21	1.92	1.59	1.97
Th	0.80	0.51	0.52	0.55	0.34	0.33	0.97	1.65

Примечание. Все анализы выполнены в ЦЛ ВСЕГЕИ. Содержание петрогенных оксидов определено рентгеноспектральным флуоресцентным методом, редких и рассеянных элементов – методом ICP-MS. Образцы 7057-1, 7050 – базальты, 2423, 2470 – долериты, 5021-1, 5050-2 – габбродолериты, Ш145 – диорит, Ш113 – гранодиорит.

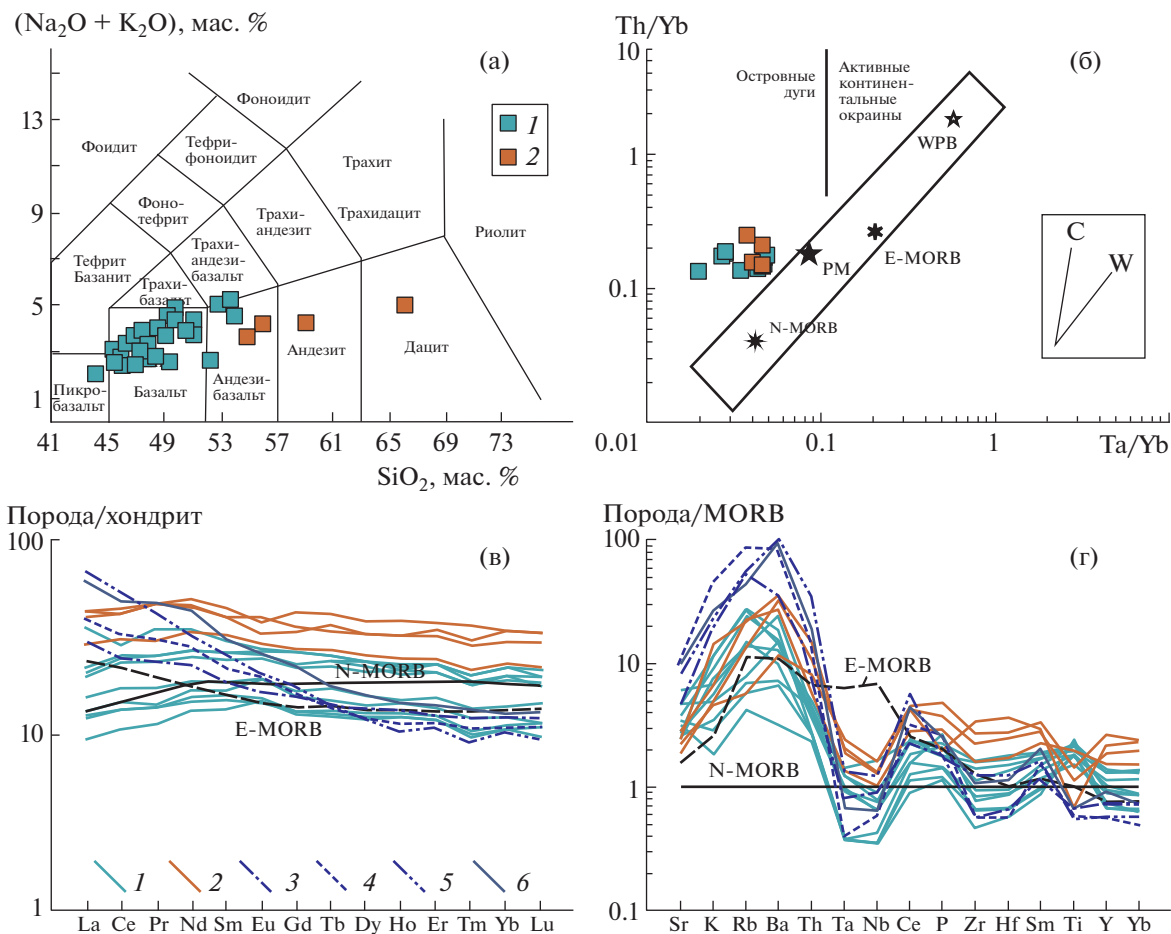


Рис. 2. Дискриминационные и спайдер-диаграммы для пород ивдельского комплекса. 1 – долериты и габбродолериты; 2 – диориты и гранодиориты; а: диаграмма SiO_2 – $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$. Поля составов горных пород по [14]; б: диаграмма Th/Yb – Ta/Yb [17]. Средние составы N-MORB и E-MORB по [19], PM (примитивной мантии) по [20] и WPB (базальтов внутриплитных обстановок) по [11]. Тренды составов магматических серий, обусловленные коровой контаминацией (С) и дифференциацией мантийных магм (W), по [9]. в: графики распределения нормированного по хондриту [20] содержания РЗЭ. 1–2 – долериты и габбродолериты (1), диориты и гранодиориты (2) ивдельского комплекса; 3–5 – базальт перевозской (3), базальт краснотурьинской (4) и андезит лимкинской (5) свит; 6 – базальт островной дуги Вануату [10]. г: графики распределения нормированного по базальту срединно-океанических хребтов [20] содержания редких и рассеянных элементов.

живных образований характерны более высокие содержания большинства элементов, за исключением Ti. Вместе с тем графики пород ивдельского комплекса показывают сходство также и с островодужными вулканами; последние также имеют Ta–Nb-минимум, но более обогащены крупноионными элементами (Sr, Rb, K, Ba).

До наших работ возраст пород ивдельского комплекса был неизвестен. Для выполнения изотопно-геохронологических исследований в петротипическом районе распространения пород ивдельского комплекса из крупного Первого Северного долерит-габбродолеритового силла в 6.5 км юго-западнее пос. Шипичное и в 7.7 км севернее пос. Первый Северный (координаты 0359431, 6773985) нами отобран образец габбродолерита (№ 5050-2). Образец представлен серой

массивной среднезернистой (до крупнозернистого облика) породой с габбро-офитовой структурой, состоящей из сосюритизированного плагиоклаза (лабрадор), клинопироксена, бурого моноклинного амфибола, титаномagnetита и кварца (до 3%). Результаты датирования образца габбродолерита в целом и выделенных из него минеральных фракций плагиоклаза, магнетита, пироксена, амфибола ^{147}Sm – ^{143}Nd ID-TIMS, а циркона U–Pb SHRIMP-II-методами, выполненные в ЦИИ ВСЕГЕИ, представлены в табл. 2 и 3 и на рис. 3 и 4.

U–Pb SHRIMP-II-данные на графике с конкордией демонстрируют конкордантный ($\text{MSWD}_{\text{C+E}} = 0.49$, C + E – вероятность соответствия 0.99) кластер, отвечающий возрасту 365.3 ± 2.4 млн лет. Робастные расчеты с учетом меди-

Таблица 2. U–Pb SHRIMP-II-данные для циркона из габродолерита Первого Северного массива (обр. 5050-2)

Номера точек измерений	$^{206}\text{Pb}_c, \%$	Содержание, г/г			$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	(1) $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 1\sigma, \%$	(1) $\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma, \%$	Rho	D, %	Конкордантный возраст, млн лет		СКВО
		U	Th	$^{206}\text{Pb}^*$								$\frac{^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} - ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}}{\pm 2\sigma}$		
1.1	0.00	785	1372	39.3	1.80	0.4298	1.8	0.05820	1.3	0.722	-3.4	364.3	9.1	0.18
2.1	0.06	759	733	37.5	1.00	0.4242	1.9	0.05748	1.3	0.684	-2.6	360.1	9.0	0.084
3.1	0.00	797	277	39.4	0.36	0.4283	1.8	0.05759	1.3	0.722	2.1	361.1	9.0	0.070
4.1	0.00	540	777	27.0	1.49	0.4320	2.0	0.05812	1.3	0.650	0.8	364.2	9.1	0.0077
5.1	0.00	992	980	50.1	1.02	0.4364	1.7	0.05879	1.3	0.765	-1.1	368.1	9.1	0.026
6.1	0.00	858	735	42.3	0.88	0.4249	1.8	0.05740	1.3	0.722	-0.5	359.7	9.0	0.0041
7.1	0.08	571	921	28.3	1.67	0.4260	2.1	0.05761	1.3	0.619	-1.6	361.0	9.1	0.022
8.1	0.00	761	972	37.9	1.32	0.4252	1.8	0.05798	1.3	0.722	-7.9	362.6	9.1	0.86
9.1	0.00	1033	1563	52.6	1.56	0.4419	1.7	0.05925	1.3	0.765	1.0	371.2	9.2	0.023
10.1	0.00	1032	1155	52.0	1.16	0.4351	1.7	0.05859	1.3	0.765	-0.5	367.0	9.1	0.0054
11.1	0.29	293	225	15.0	0.79	0.4380	3.0	0.05948	1.4	0.467	-7.6	372.0	10	0.19
12.1	0.11	443	325	22.3	0.76	0.4330	2.3	0.05857	1.4	0.609	-3.3	366.7	9.9	0.082
13.1	0.00	694	207	35.1	0.31	0.4352	1.8	0.05882	1.3	0.722	-3.2	368.1	9.2	0.16
14.1	0.00	392	130	19.6	0.34	0.4310	2.9	0.05810	1.4	0.483	-0.3	364.1	9.9	0.00050
15.1	0.14	149	87	7.69	0.60	0.4420	3.4	0.05979	1.5	0.441	-5.5	374.0	11	0.080

Примечание. Анализы выполнены в ЦИИ ВСЕГЕИ. Погрешности приведены для интервала $\pm 1\sigma$. Pb_c и Pb^* – нерадиогенный и радиогенный свинцы соответственно. Погрешность калибровки относительно стандарта 0.33%. (1) – скорректировано по измеренному ^{204}Pb . Rho – коэффициент корреляции отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. D – степень дисконкордантности. Расчеты соответствующих параметров U–Pb-данных проведены с использованием программы ISOPLOT/Ex version 3.66 [16].

Таблица 3. ^{147}Sm – ^{143}Nd ID-TIMS-данные для габбродолерита и выделенных из него минеральных фракций из Первого Северного массива (обр. 5050-2)

Порода/минерал	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$
	г/г					
Pl	1.12	3.79	0.1777	0.0009	0.513010	0.000015
Wr	3.96	12.2	0.1971	0.0010	0.513031	0.000015
Mgt	3.05	8.10	0.2281	0.0011	0.513115	0.000015
Px + Amf	4.97	12.8	0.2351	0.0012	0.513121	0.000015

Примечание. Анализы выполнены в ЦИИ ВСЕГЕИ. Pl – плагиоклаз; Wr – порода в целом; Mgt – магнетит; Px – пироксен; Amf – амфибол.

анного значения, а также с использованием алгоритма Tukey's Beweight [15] определяют весьма близкие величины 365.5 ± 2.6 млн лет (95%-доверительный интервал) и 364.3 ± 3.8 – 3.2 млн лет (96.5%-доверительный интервал) соответственно.

Локализация фигуративных точек габбродолерита 5050–2 и выделенных из него минеральных фракций магнетита, пироксена и амфибола, на диаграмме $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ – $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ удовлетворяет, за некоторым отклонением сосюритизированного плагиоклаза, линии согласования (reference line), наклон которой, в указанных координатах, соответствует возрасту 365 млн лет, при величине $\epsilon_{\text{Nd}}(365)$, равной +7.8. Указанное значение $\epsilon_{\text{Nd}}(365)$ свидетельствует об истощенности первичного источника этой породы.

Для интерпретации условий формирования пород ивдельского комплекса использованы

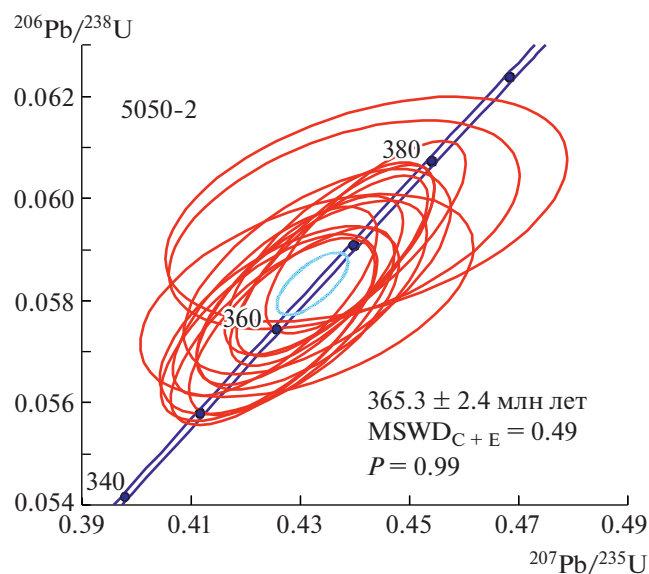


Рис. 3. График с конкордией для U–Pb SHRIMP-II-данных (см. табл. 2) цирконов, выделенных из габбродолерита Первого Северного массива (обр. 5050–2). С – конкордантность. Е – эквивалентность.

средние величины индикаторных отношений редких и рассеянных элементов в базальтах, долеритах и габбродолеритах по 36 анализам. Так, средние величины Nb/Ta (17.42) и Zr/Hf (36.39) соответствуют значениям, характерным для базальтов срединно-океанических хребтов, а параметры Ba/Nb (57.79), Pb/Y (0.08) и Nb/Th (3.35) указывают на участие в формировании расплавов субдуцированного вещества [12, 13, 16]. Таким образом, геохимические параметры сближают магматические образования ивдельского комплекса с породами островных дуг и дивергентных океанических обстановок.

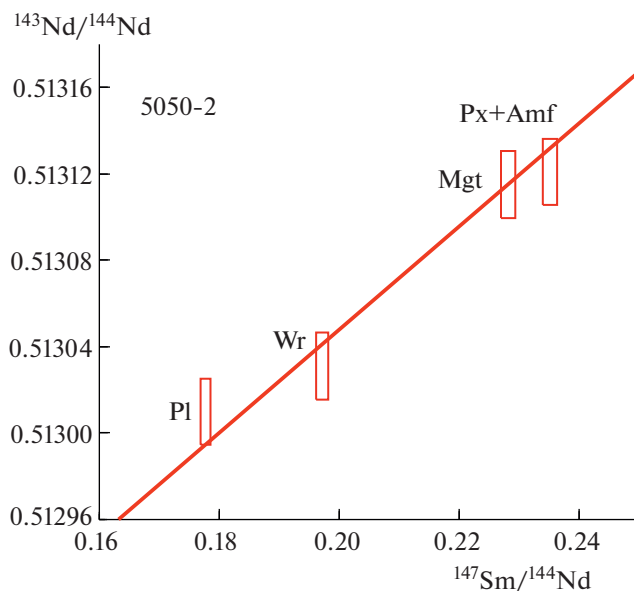


Рис. 4. ^{147}Sm – ^{143}Nd -эволюционная диаграмма для габбродолерита (WR) и выделенных из него минеральных фракций плагиоклаза (Pl), магнетита (Mgt), пироксена (Px), амфибола (Amf) Первого Северного массива (обр. 5050–2). Сплошная наклонная линия отображает линию согласования с наклоном (best fit = 0.00239), отвечающим возрасту 365 млн лет, полученному U–Pb SHRIMP-II-методом по цирконам этого же образца (см. табл. 3 и рис. 3).

Если проследить изменения перечисленных геохимических параметров во времени, выясняется следующее. По сравнению с андезитами живецко-франской лимкинской свиты, отношения Nb/Ta и Zr/Hf изменяются слабо (17.76 и 31.18 в вулканитах лимкинской свиты, 17.42 и 36.39 в ивдельских долеритах), Ba/Nb уменьшается от 175.44 до 57.79, Pb/Y — от 0.37 до 0.08, Nb/Th — увеличивается от 1.16 до 3.35. Принимая во внимание эти данные, можно сделать вывод, что состав мантийного источника плавления в позднем девоне не претерпел существенных изменений, но участие субдцированного вещества в расплавах заметно снизилось. Установленные изменения геохимических параметров согласуются с предположением об аккреции Тагильской островной дуги к континентальной окраине на границе франского и фаменского веков [4], сопровождавшейся прекращением островодужного магматизма и высокобарическим метаморфизмом в шовных зонах. По-видимому, для объяснения механизма образования расплавов ивдельского комплекса следует привлечь концепцию “мантийных окон” — поступления мантийных расплавов в разрывы субдцируемой плиты, вызванные эклогитизацией и погружением последней или сдвиговыми обстановками. Присутствие “субдукционной компоненты” в составе постааккреционных мантийных расплавов отмечается для многих аккреционно-коллизийных орогенных поясов, сформировавшихся после замыкания зон субдукции (например, [2] и др.).

В последнее время появились данные о присутствии проявлений позднедевонского постааккреционного магматизма среди девонских островодужных образований в других районах Урала. Так, на восточном склоне Приполярного Урала, в южной части Войкарской структурно-формационной зоны, являющейся северным продолжением Тагильской структуры, среди вулканидов и вулканогенно-осадочных пород живецко-позднедевонской галактионовской свиты, закартированы дайки и штоки керсутит-содержащих долеритов и габбродолеритов эрепшорского комплекса предположительно позднедевонского возраста (А на рис. 1б) [1]. Для этих пород, также как и для образований ивдельского комплекса, характерны высокие содержания TiO_2 (1.70–2.48, в среднем 2.16 мас. %), умеренные содержания щелочей ($Na_2O + K_2O = 4.16–4.98$, среднее 4.55 мас. %) при преобладании натрия ($Na_2O/K_2O = 6.3$). Графики нормированного к хондриту содержания РЗЭ имеют субхондритовую форму и слабый наклон, отражающий обогащение горных пород ЛРЗЭ и обеднение ТРЗЭ; графики нормированного к N-MORB содержания редких и рассеянных элементов показывают сходство с E-MORB [1].

На Южном Урале появление вулканидов — производных мантийных расплавов, также фиксируется в фаменское время, после завершения островодужной стадии в пределах Магнитогорской и Восточно-Уральской мегазон [5, 8]. В Магнитогорской мегазоне это базальты и трахибазальты фаменской новоивановской толщи, в Восточно-Уральской — вулканиды амурской толщи того же возраста (В на рис. 1б); для них характерно высокое содержание Nb, Ta, P, Hf, Zr и Ti (до 2.66 мас. %), РЗЭ и крупноионных элементов [5]. Участие мантийного источника предполагается также для позднедевонско-раннекаменноугольных пикритов сара-тюбинской толщи Магнитогорской мегазоны [8]. Возраст перечисленных вулканидов обоснован фаунистическими находками в прослоях известняков.

Таким образом, все сказанное выше показывает, что среди девонских островодужных образований на восточном склоне Урала присутствуют позднедевонские постсубдукционные габбродолеритовые, базальтовые, трахибазальтовые и пикритовые магматические комплексы. Некоторое обогащение этих комплексов крупноионными и литофильными элементами (Ba, Sr, Pb, Th и др.) и деплетированность Nb и Ta можно объяснить выплавлением магм в пределах верхней мантии, прошедшей длительную эволюцию в надсубдукционной обстановке, как это делается, например, в работе [3], при характеристике изменений состава магматических пород при переходе от субдукционных обстановок к внутриплитным. Нельзя также исключить вероятность теплового воздействия девонского Кольско-Днепровского мантийного суперплюма, магматические проявления которого известны на западном склоне Урала [18], как одной из причин формирования постааккреционных магматических комплексов на востоке Урала.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены в рамках темы АААА-А18-118053090044-1 государственного задания ИГГ УрО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Иванов В.Н., Курзанов И.Ю., Кузнецов Н.А., Зархин Д.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000. Серия Полярно-Уральская. Лист Q-41-XXVI (гора Ярота). Объяснительная записка. М.: Московский филиал ФГБУ ВСЕГЕИ, 2017. 231 с.
2. Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В. Мантийные плюмы северо-восточной Азии и их роль в формировании эндогенных месторождений // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 2. С. 153–184.
3. Лебедев В.А., Парфенов А.В., Якушев А.И. Неоген-четвертичный магматизм Чалдыранской равнины

- и ее обрамления (восточная Турция): пример пост-коллизийной эволюции от надсубдукционного к внутриплитному типу // *Петрология*. 2018. Т. 26. № 5. С. 486–510.
4. *Наркисова В.В.* Петрохимия позднеордовикских–раннедевонских базальтоидов южной части Тагильской зоны Среднего Урала (по данным Уральской сверхглубокой скважины и околоскважинного пространства). Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2005. 23 с.
 5. *Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Свяжина И.А., Рыбалка А.В., Лепихина О.П.* Время начала коллизии на Среднем и Северном Урале // *ДАН*. 2008. Т. 422, № 3. С. 365–370.
 6. *Пучков В.Н.* Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
 7. *Ремизов Д.Н.* Островодужная система Полярного Урала (петрология и эволюция глубинных зон). Екатеринбург: УрО РАН, 2004. 222 с.
 8. *Салихов Д.Н., Холоднов В.В., Пучков В.Н., Рахимов И.Р.* Магнитогорская зона Южного Урала в позднем палеозое: магматизм, флюидный режим, металлогения, геодинамика. М.: Наука, 2019. 392 с.
 9. *Фролова Т.И., Бурикова И.А.* Магматические формации современных геодинамических обстановок. М.: Изд-во МГУ, 1997. 320 с.
 10. *Aurelien B., Herve B., Gilles C., Laure D., Claude R.* Temporal Magma Source Changes at Gaua Volcano, Vanuatu Island Arc // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2016. V. 322. P. 30–47.
 11. *Barberi F., Ferrara G., Santacroce R.* A Transitional Basalt-pantellerite Sequence of Fractional Crystallisation, the Boina Centre (Afar Rift, Ethiopia) // *J. Petrol.* 1975. P. 65–78.
 12. *Brenan J.M., Shaw H.F., Ryerson F.J., Phinney D.L.* Mineral-aqueous Fluid Partitioning of Trace Elements at 900°C and 2.0 GPa: Constraints on the Trace Element Chemistry of Mantle and Deep Crustal Fluids // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1995. V. 59. P. 3331–3350.
 13. *Kent A.J., Elliott T.R.* Melt Inclusion from Marianas Arc Lavas: Implications for the Composition and Formation of Island Arc Magmas // *Chemical Geology*. 2002. V. 183. P. 263–286.
 14. *Le Bas M.J., Le Matre R.W., Streckeisen A., Zanettin B.* A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-silica Diagram // *J. Petrol.* 1986. V. 27. P. 745–750.
 15. *Ludwig K.R.* User's Manual for Isoplot/Ex, Version 3.66. A geochronological toolkit for Microsoft Excel, Berkeley Geochronology Center. Special Publication. № 4. 2008. 77 p.
 16. *Munker C.* Nb/Ta Fractionation in a Cambrian Arc/back Arc System, New Zealand: Source Constraints and Application of Refined ICPMS Techniques // *Chemical Geology*. 1998. V. 144. P. 23–45.
 17. *Pearce J.A.* Role of the Sub-continental Lithosphere in Magma Genesis at Active Continental Margins // *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Cambridge: Shiva Publishing Ltd., 1983. P. 230–249.
 18. *Puchkov V.N., Ernst R.E., Hamilton M.A., Söderlund U., Sergeeva N.* A Devonian >2000-km Long Dolerite Swarm Belt and Associated Basalts along the Urals-Novozemelian Fold-belt: Part of an East-European (Baltica) LIP Tracing the Tuzo Superswell. *GFF J.* 2016. V. 138. № 1. P. 6–16.
 19. *Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for the Mantle Composition and Processes // *Magmatism in the oceanic basins*. Saunders A.D., Norry M.J. (Eds). // *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 1989. P. 313–345.
 20. *Taylor S.R., McLennan S.M.* The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Cambridge: Blackwell, 1985. 312 p.

THE MANIFESTATION OF LATE DEVONIAN POST-ACCRETION MAGMATISM ON THE EASTERN SLOPE OF THE NORTHERN URALS: NEW DATA ON AGE AND GEOCHEMISTRY

G. A. Petrov^{a,#}, Ju. L. Ronkin^a, and Corresponding Member of the RAS A. V. Maslov^a

^a*Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Yekaterinburg, Russian Federation*

[#]*E-mail: Georg_Petrov@mail.ru*

The study of the geochemical features and isotopic (Sm-Nd and U-Pb) age of the Ivdel dolerite complex distributed on the eastern slope of the Northern Urals within the Tagil island-arc megazone was performed. It was found that the magmatic rocks composing it are of Famennian age and, consequently, were formed after the closure of the subduction zone. The rocks of the Ivdel complex show similarities to volcanites of both convergent and divergent environments, and probably formed from the products of partial melting of the depleted suprasubduction upper mantle. Famennian hypabyssal-subvolcanic and volcanogenic complexes, similar to the Ivdel complex, are also known in island-arc blocks at the Circumpolar and Southern Urals.

Keywords: Northern Urals, Dolerites, Late Devonian, island arc