

ВОСТОЧНО-ВЕРХОТУРСКИЙ ГАББРО-ДИОРИТ-ГРАНОДИОРИТОВЫЙ МАССИВ (СРЕДНИЙ УРАЛ): НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СОСТАВУ, УСЛОВИЯМ ФОРМИРОВАНИЯ, ВОЗРАСТУ И МЕТАЛЛОГЕНИИ

Анатолий Васильевич Коровко¹,

Korovko@igg.uran.ru

Мария Дмитриевна Вишнякова¹,

VishniakovaMD@igg.uran.ru

Надежда Сергеевна Бородина¹,

fershater@igg.uran.ru

Мария Владимировна Зайцева¹,

zaitseva.mv1991@gmail.com

Владимир Владимирович Парфенов²

parfenov@tfi-urfo.ru

¹Институт геологии и геохимии

им. Академика А. Н. Заварицкого УрО РАН

Россия, Екатеринбург

²Федеральное бюджетное предприятие «Территориальный

фонд геологической информации по УрФО»

Россия, Екатеринбург

Актуальность проблемы. На Урале в связи с решением проблемы обеспечения действующих предприятий цветной металлургии местным сырьем в последнее десятилетие в промышленную отработку вовлечен и вовлекается ряд месторождений медно-порфирового рудноформационного типа, малосульфидное оруденение которых локализовано преимущественно в диоритоидах интрузивных массивов. Наличие в диоритах Восточно-Верхотурского массива относительно масштабной минерализации самородной меди свидетельствует о необходимости ее комплексного изучения и установления рудноформационной принадлежности.

Целью статьи является установление формационной и возрастной принадлежности и металлогенической специализации локализованного в восточной части Верхотурско-Исетской зоны (Средний Урал) Восточно-Верхотурского массива, в пределах которого ранее была выявлена минерализация самородной меди.

Результаты. Выполнено петрографическое, геохимическое и изотопно-геохронологическое изучение габбро, диоритов и гранодиоритов массива ($\text{SiO}_2 = 53,97\text{--}67,32\%$, $\text{K}_2\text{O} = 1,04\text{--}2,65\%$) и залегающих среди них даек габбро-диоритов ($\text{SiO}_2 = 54,50\text{--}56,50\%$, $\text{K}_2\text{O} = 0,96\text{--}1,50\%$). Преимущественно роговообманковые породы массива принадлежат к единой гомодромной известково-щелочной нормально-щелочной серии умеренно калиевого типа. Диориты даек комагматичны вмещающим породам. Образования массива сформированы в абиссально-мезоабиссальных условиях надсубдукционной обстановки на окраинно-континентальной стадии развития зоны. U–Pb возраст исследованных пород массива определен по цирконам (метод лазерной абляции) в $339,2 \pm 2,8$ млн лет (средний карбон). Формирование массива шло в пределах тектонического блока с фундаментом протерозойского возраста сиалического состава. Наличие в акцессорных апатитах высоких концентраций F (до 3,5–4,2 %) при относительно низких Cl (до 0,5 %) и SO_3 (до 0,4–0,9 %) свидетельствует о возможной золото-редкометалльной специализации образований комплекса.

Выводы. Для установления условий формирования среди надсубдукционных диоритоидов среднего карбона минерализации самородной меди, ее возрастной и рудноформационной принадлежности и масштабов необходимо дальнейшее изучение как образований Восточно-Верхотурского массива (в том числе и претерпевших вторичные изменения), так и других диоритоидных массивов восточной части Верхотурско-Исетской зоны.

Ключевые слова: Восточно-Верхотурский массив, диориты, активная континентальная окраина, средний карбон, самородная медь, редкие металлы.

Введение

В Восточно-Верхотурский габбро-диорит-гранодиоритовый массив является, по сути, единственным на восточном склоне Урала, несущим медно-порфировое оруденение, которое в преобладающем объеме представлено самородной медью. Первые данные о наличии минерализации самородной меди в породах массива были получены в процессе глубинного геологического изучения масштаба 1 : 50 000 Юконской площади (Лагутенко и др., 1974).

Массив находится в северной части Среднего Урала (рис. 1) на участке перехода восточного склона Урала к Западно-Сибирской низменности в зоне развития фактически сплошного чехла отложений мезозоя-кайнозоя, мощность которых в рассматриваемом районе превышает первые десятки метров. По образованиям фундамента района неравномерно развиты коры выветривания мезозойского возраста мощностью до 100–150 м. Массив изучен слабо. Южная часть массива (южнее долины р. Туры) обследована в процессе выполнения геолого-съёмочных работ масштаба 1 : 50 000 (Шихов и др., 1967; Лагутенко и др., 1974; Калугина и др., 1980). Результаты этих работ использованы при подготовке к изданию Государственных геологических карт масштаба 1 : 200 000 и обобщены в изданной Государственной геологической карте масштаба 1 : 1 000 000 [1]. Рассматриваемые в статье данные по составу пород Восточно-Верхотурского массива получены в последнее время в результате исследования в ЦКП «Геоаналитик» сохранившихся образцов керна колонковых скважин геолого-съёмочных работ 1970-х гг. (табл. 1) и с учетом полученных ранее результатов химических анализов пород массива (табл. 2, химическая лаборатория ЦЛ ПГО «Уралгеология»).

Местоположение и условия локализации массива

Восточно-Верхотурский габбро-диорит-гранодиоритовый массив находится в 25 км к востоку от г. Верхотурье и расположен в самой восточной части Верхотурско-Исетской подзоны Верхотурско-Новооренбургской структурно-формационной зоны (СФЗ) Восточно-Уральской мегазоны (рис. 1).

Массив вытянут в субмеридиональном направлении на 100 км. Ширина массива в его средней части (в долине р. Туры) достигает 14 км. С востока массив ограничен региональным Верхисетским сбросо-сдвигом крутого западного падения, зона которого отделяет его от образований девона и карбона Медведевско-Арамилской подзоны СФЗ. В южной части массив имеет тектонические контакты с метаморфитами салдинской свиты нижнего протерозоя PR₁s и ограничен разломами: на юго-востоке – Карповским крутого СЗ падения, на западе – субвертикальным Бродовским. В сред-

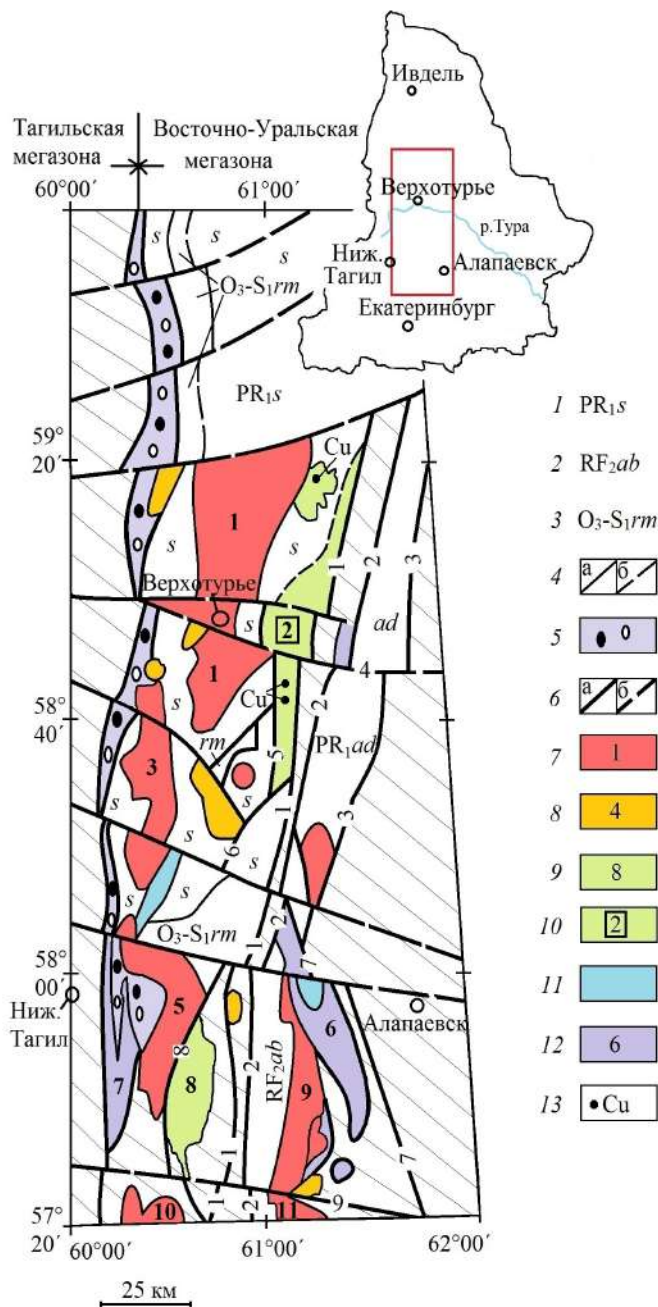


Рисунок 1. Схема местоположения Восточно-Верхотурского диоритоидного массива в структурах Верхотурско-Исетской подзоны. Масштаб 1 : 2 500 000. По [1] с дополнениями. 1–3 – стратифицированные высокометаморфизованные образования: 1 – салдинской (PR,s) и адуйской (RF,ad) свит нижнего протерозоя; 2 – алабашской свиты среднего рифея; 3 – ромахинской толщи; 4 – границы разновозрастных образований; 5 – полимиктовый серпентинитовый меланж зоны Серовско-Маукского разлома; 6 – разломы установленные (а) и предполагаемые (б): 1 – Верхисетский, 2 – Мурзинский, 3 – Сосьвинский, 4 – Туринский, 5 – Боровской, 6 – Карповский, 7 – Мелкозеровский, 8 – Краснополюский, 9 – Режевской; 7–12 – массивы преимущественно: 7 – гранитоидные: 1 – Верхотурский, 3 – Телянский, 5 – Краснополюский, 6 – Мурзинский, 10 – Верхисетский, 11 – Адуйский; 8 – сиенитоидные: 4 – Басьяновский; 9 – диорит-гранодиоритовые: 2 – Восточно-Верхотурский, 8 – Петрокаменский; 10 – Восточно-Верхотурский; 11 – габброидные; 12 – ультраосновные: 6 – Алапаевский, 7 – Восточно-Тагильский; 13 – основные пункты встречи зон развития самородной меди. Заштрихованные области – нерасчлененные образования палеозоя.

Figure 1. Location map of the Vostochno-Verkhoturksky dioritic massif in the structures of the Verkhoturkskaya-Isetskaya zonule. Scale 1 : 2 500 000. According to [1] with additions.

ней части массив осложнен зоной широтного Туринского глубинного крутопадающего разлома, разделяющей его на две основные части: южную – северо-северо-западного и северную – северо-северо-восточного простираний, чем обусловлена общая флексуроподобная S-образная форма массива в плане (рис. 1).

Массив на уровне эрозионного среза сложен габбро, диоритами (кварцевыми диоритами) и гранодиоритами (табл. 1, 2) и имеет достаточно четко выраженное зональное строение. В южной части массива часто магнетитсодержащие габбро и диориты развиты вдоль его юго-восточной и осевой частей в виде практически непрерывной полосы шириной до 1–3 км, протягивающейся от юго-восточного контакта массива в районе урочища Карпово на юге в направлении на С-СЗ до долины р. Туры на севере. Этой полосе отвечает четкая флексуроподобная локальная положительная аномалия поля силы тяжести интенсивностью до 2–4 мГал шириной до 2–4 км, постепенно «затухающая» в направлении на С-СЗ, что может свидетельствовать о преобладающем развитии на глубине более плотных пород основного состава. В стороны от полосы преобладающего развития габбро и диоритов к контактам массива он сложен кварцевыми диоритами и далее, особенно в направлении на СЗ к долине р. Туры, гранодиоритами. К северу от долины р. Туры по отрывочным данным и характеру магнитного поля габбро и диориты также полосовидно развиты вдоль осевой части массива. Образования массива пересечены единичными маломощными дайками биотит-роговообманковых габбро-диоритов.

Результаты изучения

Изученные породы Восточно-Верхотурского массива представлены биотит-роговообманковыми диоритами (кварцевыми диоритами). Это мезократовые средне-мелкозернистые массивные и гнейсовидные породы. Структура пород офитовая (рис. 2) или аллотриоморфнозернистая. Относительно крупные идиоморфные таблицы плагиоклаза окружены более мелкозернистым агрегатом биотита, амфибола, калишпата, кварца. Второстепенные минералы представлены бесцветным амфиболом, эпидотом. Аксессуары – апатит, сфен, ортит, циркон, рудный минерал. Вторичные минералы – хлорит, карбонат, кварц.

Габбро-диориты даек сложены сходными ассоциациями минералов.

Плагиоклаз обычно зональный. Центральная часть зерен заметно сосюртитизирована, ее состав отвечает олигоклазу, краевая часть – без вторичных изменений, представлена альбит-олигоклазом (табл. 2). Плагиоклаз габбро-диоритов – андезин.

Калишпат представлен пертитом [2], калиевая фаза которого соответствует ортоклазу, а вростики – альбиту (табл. 3). Иногда в калишпате наблюдаются микроклиновья решетка и мирмецитовые прорастания.

Амфиболы образуют зерна призматической и короткопризматической формы размером до 2 мм, плеохроирующие от синевато-зеленого по Ng до светло-зеленоватого по Nr. Результаты микронзондового изучения состава амфиболов показаны в табл. 4. Амфиболы по химическому составу относятся к магнезиальной роговой обманке серии кальциевых амфиболов ($Ca > 1,5, Ca_A < 0,5, (Na + K)_A < 0,5$) [3]. Кроме главной разновидности в габбро встречаются светлоокрашенные амфиболы, относящиеся к актинолитовой роговой обманке, которая замещает по периферии главную разновидность.

Таблица 1. Содержание петрогенных (мас. %), рассеянных и редких (г/т) элементов в породах Восточно-Верхотурского массива. Table 1. The content of petrogenic (wt.%), dispersed and rare (ppm) elements in the rocks of the Vostochno-Verkhotursky massif.

Компоненты	Габбро			Диориты				Габбро-диориты (дайки)		
	№ образца									
	16/63,5	21/117	31/62	23/71,4	17/56,7	17/57,5	72/57	6/93,5	16/63,5	6/91,2
SiO ₂	53,97	62,41	62,42	63,37	63,76	63,91	64,38	64,80	54,50	56,50
TiO ₂	0,86	0,62	0,50	0,55	0,58	0,61	0,57	0,54	1,02	0,70
Al ₂ O ₃	18,44	15,32	15,23	14,74	15,23	15,04	15,24	14,82	15,63	13,89
Fe ₂ O ₃	7,61	2,38	3,77	2,84	3,48	2,97	3,13	2,91	5,02	4,68
FeO	Не опр.	3,90	3,20	3,20	2,50	2,80	2,50	2,80	3,90	3,90
MnO	0,10	0,08	0,10	0,08	0,08	0,08	0,07	0,07	0,12	0,16
MgO	4,34	2,86	2,59	2,59	2,58	2,58	2,44	2,50	5,21	6,29
CaO	7,41	4,83	5,50	3,74	4,59	4,65	4,65	4,03	7,21	6,59
Na ₂ O	4,40	3,88	4,25	4,23	3,92	4,04	3,98	3,84	4,55	4,22
K ₂ O	1,19	2,32	1,22	2,29	2,01	2,23	2,35	2,61	0,96	1,50
P ₂ O ₅	0,32	0,20	0,21	0,18	0,18	0,18	0,20	0,16	0,32	0,25
П.п.п	1,42	0,70	0,60	1,80	0,70	0,50	0,00	0,40	0,90	0,70
Σ	100,07	99,50	99,59	99,61	99,61	99,59	99,61	99,48	99,34	99,38
Li	8,21	14,74	6,93	9,75	16,86	16,07	8,22	19,90	4,01	13,11
Rb	25,95	34,11	15,62	35,32	32,84	39,69	31,05	43,71	14,87	32,35
Cs	0,24	0,66	0,50	0,40	0,85	1,30	0,57	1,81	0,21	1,18
Be	1,01	1,07	0,97	1,08	1,08	1,26	0,82	0,97	0,66	1,07
Sr	1547	582	760	462	590	556	581	542	929	458
Ba	424	392	363	360	449	417	485	527	306	118
Sc	22,64	16,18	18,67	15,49	15,34	18,05	9,07	17,96	15,35	18,85
V	236	145	153	113	137	127	102	108	175	143
Cr	162	72,14	59,38	65,03	54,54	52,22	41,30	65,13	29,37	213
Co	32,85	19,75	19,45	17,79	17,67	17,40	13,12	16,97	24,24	24,83
Ni	88,83	48,03	40,52	45,86	37,89	37,34	31,87	42,02	50,65	69,70
Cu	76,74	47,12	209	32,52	44,82	45,57	36,64	262	58,26	33,79
Zn	64,70	85,43	36,54	31,20	39,12	37,01	80,37	36,35	63,82	75,01
Ga	29,12	15,53	16,35	15,33	16,43	15,87	14,03	15,07	15,79	14,19
Y	19,79	11,71	10,78	12,58	18,05	19,37	9,43	12,35	10,64	10,46
Nb	4,43	3,12	2,19	3,22	5,48	5,18	3,67	3,59	3,31	2,49
Ta	0,37	0,21	0,16	0,25	0,54	0,50	0,18	0,32	0,17	0,09
Zr	16,20	6,08	7,46	8,00	12,58	12,31	4,85	11,89	15,50	6,61
Hf	0,83	0,36	0,44	0,46	0,71	0,68	0,34	0,56	0,69	0,43
Mo	0,52	1,27	0,77	1,16	1,58	1,38	0,47	1,11	0,43	0,29
Sn	0,79	0,81	0,67	0,83	0,91	0,94	0,80	0,75	0,97	1,01
U	0,22	0,80	0,70	1,17	3,88	2,17	0,18	1,60	0,15	0,54
Th	0,46	2,07	7,14	4,38	5,46	20,68	1,91	6,19	0,26	0,38
La	13,82	17,60	31,13	17,21	19,27	72,71	14,20	17,25	8,40	7,89
Ce	36,14	38,10	61,64	37,80	47,98	160	30,94	38,52	20,95	22,34
Pr	5,08	4,67	6,46	4,77	6,25	12,40	3,79	4,63	3,00	3,23
Nd	22,72	18,41	22,55	19,03	25,75	40,45	15,24	17,84	13,67	14,16
Sm	5,04	3,52	3,46	3,70	4,98	6,19	3,13	3,41	3,24	3,07
Eu	1,47	0,98	0,97	0,96	1,23	1,32	0,78	0,92	1,12	0,73
Gd	4,19	2,64	2,28	2,78	3,73	3,98	2,46	2,48	2,93	2,65
Tb	0,54	0,37	0,33	0,40	0,53	0,60	0,34	0,37	0,41	0,38
Dy	3,34	2,18	2,02	2,39	3,32	3,65	1,98	2,23	2,37	2,24
Ho	0,64	0,44	0,40	0,48	0,66	0,73	0,38	0,45	0,45	0,44
Er	1,76	1,24	1,13	1,32	1,87	2,05	1,11	1,26	1,27	1,30
Tm	0,24	0,17	0,16	0,19	0,27	0,29	0,15	0,19	0,16	0,18
Yb	1,58	1,11	1,05	1,18	1,78	1,85	0,93	1,16	1,04	1,17
Lu	0,23	0,16	0,15	0,17	0,25	0,26	0,13	0,17	0,14	0,18

Биотит встречается только в диоритах, располагаясь внутри классификационного поля составов серии флогопит-биотит (по [4]), и характеризуется устойчивым составом (табл. 4).

Породы Восточно-Верхотурского массива (SiO₂ = 56,3–67,3 %, K₂O = 1,0–2,6 %) принадлежат к единой известково-щелочной нормально-щелочной серии умеренно калиевого типа с достаточно выдержанными трендами общей гомодромной направленности эволюционирования их составов по содержаниям титана, глинозема, оснований, железа

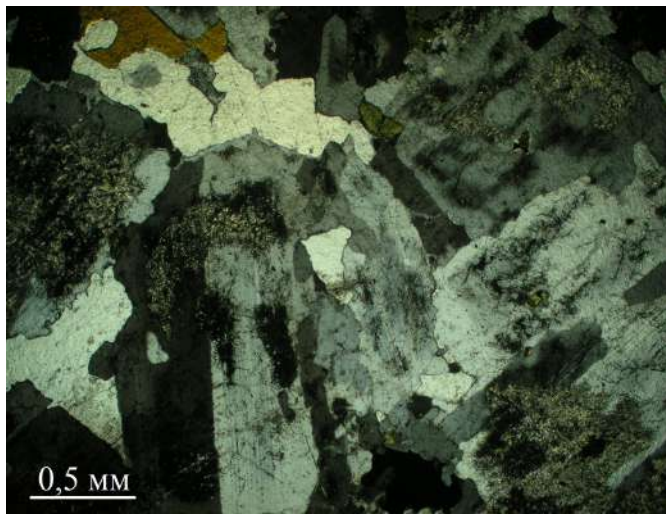


Рисунок 2. Офиолитовая структура диоритов. Видно зональное строение плагиоклазов. Шлиф 21/117. Николи +.
Figure 2. Diabasic texture of diorites. One can see the girdle fabric of plagioclases. Thin rock section 21/117. Nicols +.

и их соотношениям (табл. 1, 2, рис. 3). Мелкозернистые массивные габбро-диориты маломощных даек ($\text{SiO}_2 = 54,5\text{--}56,5\%$, $\text{K}_2\text{O} = 0,96\text{--}1,5\%$), залегающие среди диоритов массива, принадлежат к известково-щелочной нормально- и умеренно-щелочной серии умеренно калиевого типа и комагматичны вмещающим их диоритам (табл. 1, рис. 3, 4).

По уровням содержаний элементов по сравнению с образованиями MORB для пород массива характерно наличие положительных аномалий концентраций крупноионных литофильных (Rb, Ba, Sr, Li) и отрицательных – высокозарядных (Nb, Zr, Hf) элементов (табл. 1, рис. 4, Б), что сближает их с образованиями окраинно-континентальных надсубдукционных обстановок (по [5]). Для содержаний РЗЭ в диоритоидах массива, нормированных к составу хондрита, характерно резкое обогащение лантаноидами и менее контрастное повышение содержаний «тяжелых» РЗЭ при отсутствии «аномалий» по концентрациям Eu (табл. 1, рис. 4, А). Морфология в целом выдержанных трендов вариаций содержаний элементов в диоритах массива близка к морфологии такого тренда для образований тоналит-гранодиоритовой серии Вер-

Таблица 2. Химический состав пород Восточно-Верхотурского массива (вес. %) по данным предшествующих геолого-съёмочных работ.

Table 2. The elemental composition of rocks of the Vostochno-Verkhotursky massif (wt. %) according to the data of previous geological survey work.

№ образца	Компоненты												
	SiO_2	TiO	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	П.п.п.	Сумма
73К/46	56,36	0,79	16,94	2,70	4,64	0,11	4,88	6,25	3,84	1,04	0,50	4,66	100,08
877-8Л	58,20	0,75	17,21	2,12	4,30	0,10	3,06	5,53	4,65	1,47	0,33	2,20	99,94
804-1Л	58,86	0,70	17,88	2,23	3,57	0,10	3,38	5,83	4,52	1,43	0,25	0,74	99,45
74К/75.8	58,96	0,64	17,10	1,40	4,41	0,60	3,28	6,40	4,30	1,30	0,25	1,20	99,41
6Л/93,5	59,28	0,65	14,82	3,27	3,22	0,40	3,80	6,52	3,54	2,34	0,20	1,90	99,62
469Ш/48	60,00	0,66	16,98	2,50	3,50	0,08	2,70	5,30	3,57	1,45	0,27	3,77	100,88
57К/85	60,44	0,62	16,76	2,13	3,12	0,08	3,12	5,60	4,12	1,46	0,21	2,11	99,76
2Л/66,2	60,62	0,51	15,87	0,64	3,52	0,07	2,73	4,23	4,82	1,32	0,17	4,52	99,02
21Л/117	60,80	0,62	16,79	1,33	4,98	0,18	3,11	4,81	4,10	2,14	0,17	1,64	99,87
472Ш/67	61,00	0,54	16,22	1,75	3,97	0,07	3,13	5,05	3,98	1,30	0,27	3,40	101,28
23Л/80,5	61,02	0,56	15,36	1,86	3,23	0,05	2,81	6,00	3,91	2,65	0,10	2,43	100,05
3Л/46	61,48	0,58	16,55	1,83	3,87	0,09	2,65	4,81	4,32	1,39	0,18	1,76	99,51
72К/57	62,02	0,74	16,17	0,87	4,26	0,04	2,80	4,91	3,85	2,45	0,26	1,32	99,80
23К/84,5	62,30	0,58	15,66	0,12	5,48	0,08	3,55	3,57	4,30	2,36	0,17	2,17	100,00
5Л/73	64,32	0,55	16,34	3,05	1,77	0,07	2,30	3,27	4,08	2,34	0,16	1,72	99,97
877-1Л	66,24	0,34	16,58	0,76	2,75	0,07	1,40	3,53	4,64	1,71	0,16	1,20	99,38
1458Л	67,32	0,43	16,40	0,93	2,58	0,05	1,21	2,50	4,66	2,02	0,20	0,80	99,49

Примечание: геолого-съёмочные работы: Ш – Шихов и др., 1967; Л – Лагутенко и др., 1974; К – Калугина и др., 1980. Номер пробы обозначен дробью: числитель – номер скважины, знаменатель – глубина отбора, м.

хисетского массива [6] (рис. 4). Практически отсутствие аномалий концентраций Eu в биотит-роговообманковых диоритах массива может свидетельствовать о возможном анатектическом пути их формирования в надсубдукционной обстановке с привнесом воды из зоны субдукции (по [6]) при сохранении относительно стабильных окислительно-восстановительных условий на этом этапе (по [7]). Для концентраций РЗЭ в габбро-диоритах даек характерно «выполживание» трендов составов за счет более низких, чем во вмещающих диоритах, уровней концентраций в них La и Ce при сохранении близких уровней концентрации других элементов группы и с проявлением «слабой» аномалии повышения концентраций Eu (табл. 1, рис. 4).

По уровням содержаний Rb, Nb, Y и их соотношениям породы Восточно-Верхотурского массива на дискриминационной диаграмме Пирса [8] попадают в поля составов образований островных дуг и активных окраин (рис. 5, А), а по соотношениям содержаний Th/Yb-Ta/Yb – в поля составов образований активных окраин (рис. 5, Б) с влиянием факторов обогащения литофильными элементами и коровой контаминации (по [9]). Характер соотношений содержаний в породах массива Hf, Nd, Yb может свидетельствовать (по [10]) об уменьшении влияния мантийных образований и резко возросшем влиянии континентальной коры (рис. 6), как палеозойской, сформированной на островодужных этапах,

**Таблица 3. Составы полевых шпатов пород Восточно-Верхотурского массива.
Table 3. Compositions of feldspars of rock of the Vostochno-Verkhotursky massif.**

№ образца	Точки замеров	Компоненты										Сумма	An
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O			
<i>Плагиоклазы</i>													
16/63,5	1	64,60	0,04	22,23	0,51	0,00	0,05	1,41	9,70	0,75	99,37	7	
	2	61,24	0,00	21,85	0,19	0,01	0,18	4,09	9,03	0,67	97,31	19	
	3	59,97	0,00	24,69	0,15	0,01	0,01	7,28	7,88	0,10	100,11	34	
21/117	1	65,68	0,00	20,07	0,05	0,01	0,01	1,15	11,36	0,50	98,92	5	
	2	62,31	0,02	22,38	0,16	0,02	0,00	4,64	9,75	0,33	99,67	20	
	3	61,65	0,01	22,94	0,10	0,00	0,00	5,15	9,35	0,22	99,47	23	
	4	59,43	0,00	23,60	0,12	0,08	0,00	7,38	8,26	0,18	99,07	33	
17/57,5	1	62,52	0,00	23,11	0,03	0,04	0,04	1,87	9,64	2,31	99,70	8	
	2	62,90	0,00	24,55	0,00	0,00	0,01	1,96	8,79	2,11	100,46	10	
	3	62,45	0,00	22,93	0,04	0,00	0,00	4,57	9,70	0,33	100,19	20	
	4	62,47	0,00	22,87	0,14	0,00	0,00	5,55	8,96	0,23	100,24	25	
6/93,5	1	60,27	0,00	20,76	1,78	0,03	0,33	4,51	7,82	0,43	96,53	24	
	2	59,80	0,00	24,90	0,10	0,00	0,02	6,82	8,21	0,14	100,03	31	
	3	62,23	0,02	22,96	0,08	0,05	0,00	5,40	9,09	0,20	100,02	24	
	4	61,92	0,01	23,14	0,11	0,02	0,00	5,39	8,87	0,22	99,70	25	
16/63,5-1	1	59,07	0,02	24,65	0,10	0,00	0,01	7,49	7,82	0,10	99,29	34	
	2	57,16	0,01	26,14	0,03	0,00	0,00	9,02	7,01	0,08	99,47	41	
16/63,5-1	1	58,73	0,00	24,72	0,14	0,01	0,00	7,71	7,66	0,07	99,06	36	
	2	59,13	0,00	24,94	0,15	0,00	0,00	7,60	7,76	0,06	99,63	35	
<i>Калиевые полевые шпаты</i>													
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма		
21/117	1	64,29	0,00	17,95	0,10	0,00	0,01	0,00	0,48	16,46	99,31		
	2	64,09	0,00	18,31	0,30	0,03	0,00	0,00	0,30	16,54	99,69		
	3	64,05	0,00	18,85	0,04	0,00	0,00	0,16	2,63	13,26	99,02		
	4	62,40	0,00	17,78	0,16	0,02	0,00	0,04	0,44	15,88	98,09		
	5	63,13	0,00	17,87	0,04	0,05	0,00	0,00	0,68	15,97	97,87		
17/57,5	1	62,84	0,00	18,03	0,03	0,00	0,00	0,00	0,36	15,87	97,49		
	2	64,49	0,00	18,36	0,07	0,03	0,01	0,00	0,70	16,02	99,70		
6/93,5	1	65,13	0,00	18,26	0,04	0,03	0,00	0,00	0,37	15,57	99,46		
	2	64,87	0,03	18,08	0,04	0,07	0,00	0,01	0,99	15,40	99,57		
	3	64,43	0,00	18,47	0,03	0,00	0,00	0,00	0,49	16,07	99,52		
	4	64,29	0,02	18,01	0,00	0,04	0,00	0,00	0,56	16,12	99,03		

так и допалеозойской субплатформенной, в случае Восточно-Верхотурского массива представленной в его обрамлении крупными Салдинским и Гаевским тектоническими блоками, сложенными высокометаморфизованными сиалическими образованиями протерозоя.

Образования диорит-гранодиоритового комплекса, слагающие Восточно-Верхотурский массив, сформировались в абиссальных-мезоабиссальных условиях ($P = 3,5-4,5$ кбар; $T = 650-750^\circ$, табл. 5) на окраинно-континентальной стадии развития в надсубдукционной обстановке (по [5]), существовавшей в пределах восточного склона Среднего Урала с позднего девона [6, 11, 12].

Абсолютный возраст исследованных пород Восточно-Верхотурского массива был определен по цирконам, присутствующим как внутри крупных порообразующих зерен, так и в межзерновом пространстве. Цирконы представлены идиоморфными зернами бипирамидального облика двух морфологических разновидностей: призматическими размером до 400×150 мкм и короткопризматическими размером до 200×150 мкм. Для определения абсолютного возраста образований массива в полированных шлифах диоритов (17/57,5, 6/93,5, табл. 1) было проанализировано 5 зерен цирконов, локализованных как внутри крупных зерен роговой обманки, так и в межзерновой тонкозернистой массе. Анализ цирконов выполнен в ЦКП ИГГ УрО РАН «Геоаналитик» на квадрупольном масс-спектрометре Nex-ION 300S (PerkinElmer) с приставкой для лазерной абляции NWR 213 (ESI). Методика измерений Рb/U-изотопных отношений и алгоритм расчета возраста изложены в [13, 14]. В качестве первичного стандартного образца использован GJ-1, в качестве вторичных – Mud Tank и Plesovice. Неопределенность единичных измерений изотопных отношений $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ в виде 1σ для перечисленных стандартов в данной измерительной сессии находится в пределах 1–2 и 2,5–4,5 %. Измерения сигналов изотопов выполнены методом «взятия в вилку», первичный стандарт замерялся через 10 кратеров. Операционные параметры приставки для лазерной абляции: плотность энергии лазерного излучения – 13 Дж/см², частота повторения импульсов – 10 Гц, диаметр кратера – 25 мкм. Для обработки U–Pb данных использована программа GLITTER V4,4, корректировка на присутствие нерадиогенного свинца выполнена по программе ComPb#3_18 [15].

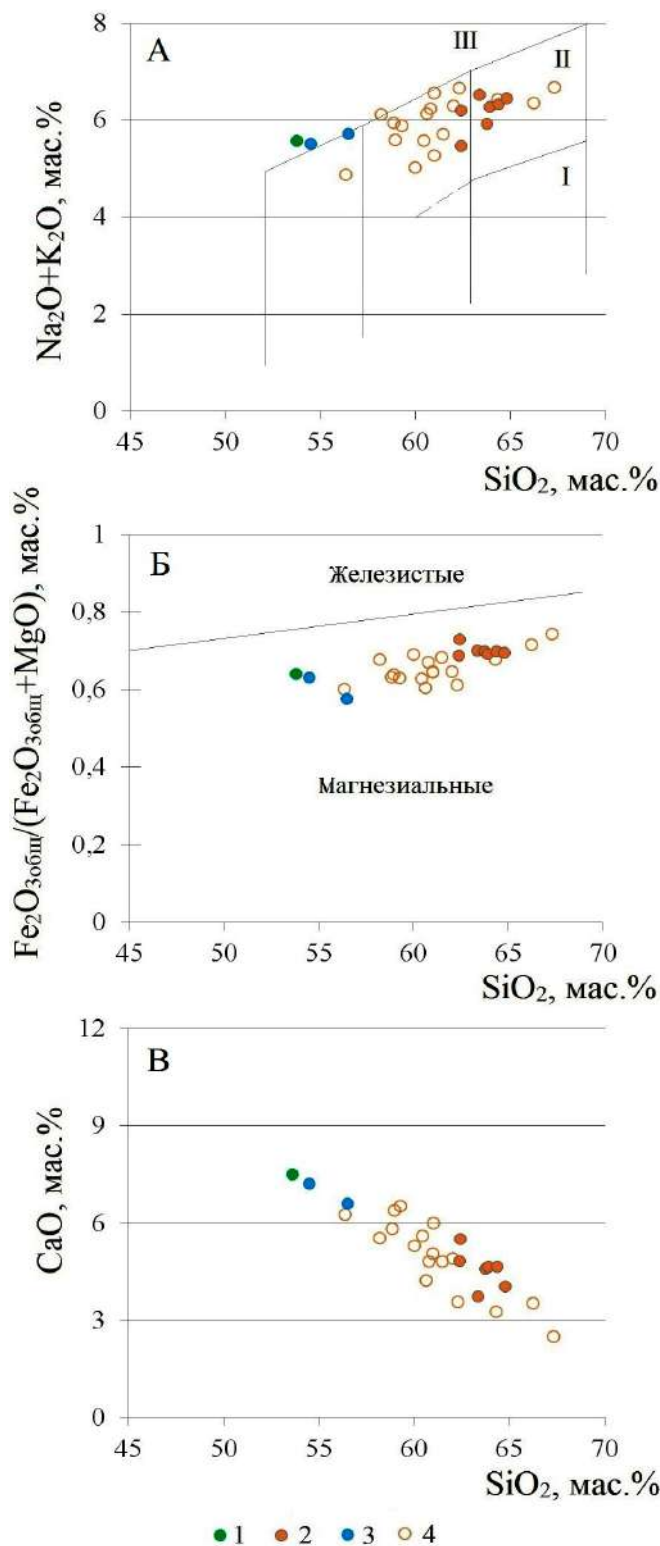


Рисунок 3. Диаграммы $(Na_2O + K_2O) - SiO_2$ (А), $(Fe_2O_3_{общ} + MgO) - SiO_2$ (Б), $CaO - SiO_2$ (В) для пород Восточно-Верхотурского массива (табл. 1, 2). 1 – габбро, 2 – диориты, 3 – габбро-диориты даек, 4 – по данным предшествующих геологических работ.
 Figure 3. Diagrams $(Na_2O + K_2O) - SiO_2$ (A), $(Fe_2O_3_{all} + MgO) - SiO_2$ (B), $CaO - SiO_2$ (B), for rocks of the Vostochno-Verkhoturksky massif (Tables 1, 2).

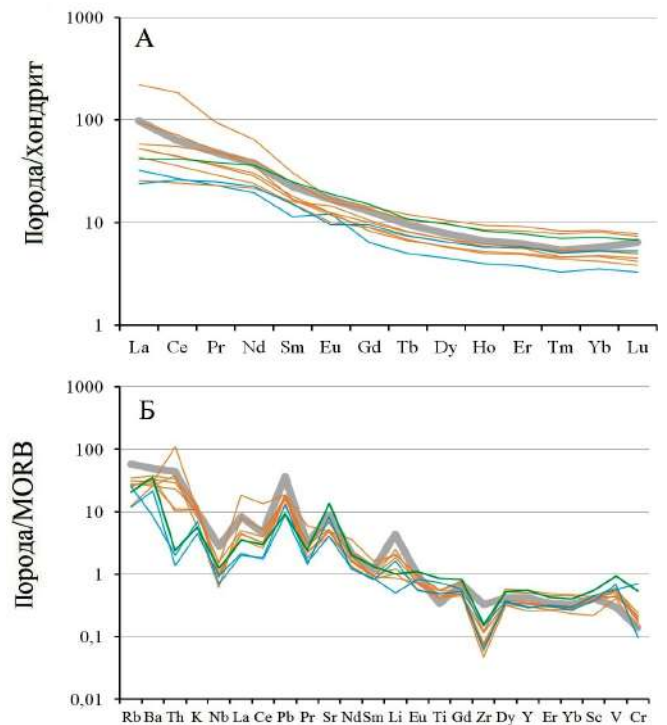


Рисунок 4. Спайдер-диаграммы содержаний литофильных, рассеянных и РЗ элементов в породах Восточно-Верхотурского массива. Выделены цветом: зеленым – габбро, оранжевым – диориты, синим – габбро-диориты даек. Толстой серой линией показан тренд содержания элементов в диоритах Верх-Исетского массива [6].
 Figure 4. Spider plots of the contents of lithophilous, dispersed and rare-earth elements in rocks of the Vostochno-Verkhoturksky massif.

Полученные результаты (табл. 6) свидетельствуют о принадлежности цирконов к полихронной популяции (рис. 7) с дискордией с верхним пересечением в 370 ± 12 млн лет (что близко к возрасту цирконов из диоритов Верхисетского массива ($368,9 \pm 6,1$ млн лет) [6, 16]) и нижним – 326 ± 12 млн лет (MSWD = 1,9). В четырех из замеренных зерен, по которым установлен возраст $339,2 \pm 2,8$ млн лет, наблюдаются широкие колебания содержаний урана и тория (табл. 6). Скважины, по керну которых получены возрастные датировки, расположены: скважина 6 – в 1,7 км на В-СВ от с. Прокопьевская Салда ($61^{\circ}07'18,2''$ в.д., $58^{\circ}42'22,7''$ с.ш.), скважина 17 – в 4,5 км к С от с. Прокопьевская Салда ($61^{\circ}06'25,3''$ в.д., $58^{\circ}44'38,9''$ с.ш.).

Металлогеническая специализация образований Восточно-Верхотурского массива на основе резко преобладающих содержаний F в апатитах (мас. %): в диоритах и гранодиоритах F – 2,63–4,23, Cl – 0,03–0,44, SO_3 – 0,06–0,9, в габбро-диоритах даек F – 2,70–3,51, Cl – 0,16–0,50, SO_3 – 0,05–0,44, может иметь золото-редкометалльную (порфировую) направленность (по [17]). Высокие концентрации фтора в аксессуарных апатитах также свидетельствуют о формировании массива в пределах тектонического блока с протерозойским сиалическим фундаментом. Характер, условия и время проявления в пределах массива минерализации самородной меди, как и вторичных гидротермально-метасоматических изменений в целом (и поведения галогенов и серы при этом в частности), требуют своего дальнейшего исследования.

Таблица 4. Химические составы амфиболов и биотитов пород Восточно-Верхотурского массива.
Table 4. Elemental composition of amphiboles and biotites of rock of the Vostochno-Verkhoturksy massif.

№ образца	Точки замеров	Компоненты										Mg [#]
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	
<i>Магнезиальные роговые обманки</i>												
16/63,5	1	46,17	0,66	8,81	15,46	0,38	12,90	11,52	1,39	0,32	97,63	0,60
	2	48,30	0,94	7,83	13,50	0,38	13,94	11,52	1,21	0,30	97,99	0,65
21/117	1	44,48	0,91	8,51	17,07	0,25	11,94	12,29	1,34	0,90	97,73	0,56
	2	45,17	1,06	7,55	16,37	0,30	12,44	12,34	1,11	0,85	97,21	0,58
	3	47,57	0,91	5,92	14,84	0,47	14,03	12,44	0,99	0,58	97,78	0,63
	4	46,61	0,48	7,45	15,74	0,34	13,06	12,35	1,00	0,71	97,90	0,60
17/57,5	1	44,21	1,71	7,62	16,50	0,42	12,04	11,92	1,42	0,98	96,87	0,57
	2	43,18	0,65	8,66	18,11	0,41	11,19	12,31	1,23	0,92	96,75	0,53
	3	43,90	1,07	7,73	17,37	0,36	11,67	12,13	1,38	0,86	96,49	0,55
	4	43,27	0,74	9,03	18,23	0,52	11,05	12,27	1,22	1,03	97,53	0,52
6/93,5	1	46,08	1,54	7,55	15,54	0,53	11,81	11,86	1,30	0,89	97,19	0,58
	2	43,75	0,99	8,77	17,11	0,39	10,79	11,91	1,47	1,09	96,34	0,53
	3	45,93	1,20	7,78	16,48	0,38	11,69	12,00	1,23	0,85	97,56	0,56
	4	47,14	0,94	6,55	15,01	0,47	12,78	12,07	1,06	0,69	96,86	0,61
16/63,5-1	1	46,49	0,87	8,58	14,26	0,38	13,34	11,29	1,30	0,34	97,02	0,63
	2	45,93	0,81	9,14	14,97	0,37	12,44	11,57	1,40	0,36	97,06	0,60
16/63,5-2	1	46,01	1,03	9,08	14,30	0,41	13,38	11,65	1,42	0,37	97,68	0,63
	2	45,25	0,96	9,33	14,42	0,44	12,83	11,33	1,48	0,39	96,46	0,62
<i>Актинолиты</i>												
16/63,5	1	56,67	0,02	0,26	9,58	0,24	18,24	13,52	0,08	0,01	98,74	0,78
	2	56,69	0,00	0,24	8,46	0,09	18,83	13,65	0,09	0,00	98,14	0,80
	3	55,50	0,05	1,01	10,13	0,19	17,52	13,18	0,27	0,02	97,90	0,76
<i>Биотиты</i>												
21/117	1	35,74	3,96	13,40	19,06	0,28	12,71	0,00	0,02	9,64	95,01	0,55
	2	36,80	3,08	14,43	18,33	0,26	12,92	0,07	0,16	9,34	95,52	0,56
17/57,5	1	36,78	1,89	14,88	17,65	0,35	13,18	0,00	0,13	9,98	94,92	0,58
	2	36,26	1,86	14,93	18,05	0,33	13,60	0,00	0,09	10,01	95,15	0,58
	3	36,34	1,87	14,43	16,85	0,27	14,21	0,00	0,14	10,03	94,14	0,61
6/93,5	1	37,09	2,89	14,66	17,44	0,27	12,33	0,00	0,10	9,46	94,27	0,56
	2	37,09	1,60	15,22	17,74	0,36	12,76	0,00	0,09	9,64	94,58	0,57
	3	36,68	3,22	15,37	16,85	0,16	12,14	0,00	0,12	9,55	94,42	0,57
	4	37,34	3,43	14,96	16,85	0,31	11,95	0,00	0,12	9,66	94,71	0,56

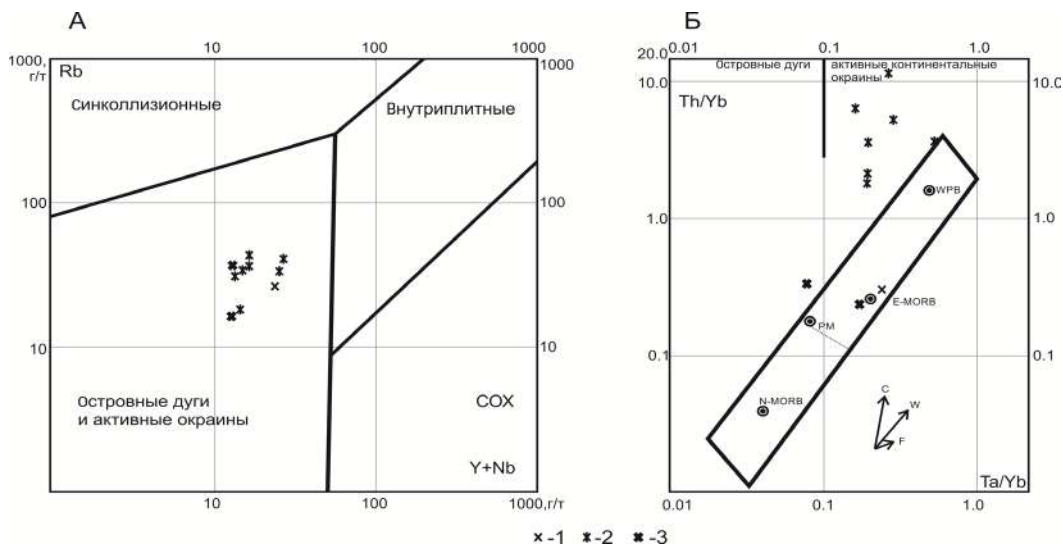


Рисунок 5. Положение точек составов пород Восточно-Верхотурского массива на диаграммах Rb – Y + Nb (А) и Th/Yb–Ta/Yb (Б). 1 – габбро, 2 – диориты, 3 – габбро-диориты даек. А – [8]. Б – [9]. Поля и точки составов пород эталонных обстановок: WPB – внутриплитные базальты – субщелочной оливиновый базальт, вулканический центр Бойна, Эфиопия [18]; PM – примитивная мантия [19]; E-MORB и N-MORB – составы «обогащенных» и «нормальных» базальтов COX [20]. Тренды эволюции составов магм: W – внутриплитного (мантийного) обогащения литофильными элементами, С – контаминация материалом континентальной коры, F – кристаллизационной дифференциации.
Figure 5. The points position of composition of rock of the Vostochno-Verkhoturksy massif on the Rb-Y + Nb (A) and Th/Yb-Ta/Yb (B) diagrams.

Таблица 5. P-T параметры формирования пород Восточно-Верхотурского массива.
Table 5. P-T parameters of formation of rock of the Vostochno-Verkhoturksy massif.

Геотермо-барометры	№ образца					
	16/63,5	21/117	17/57,5	6/93,5	16/63,5-1	16/63,5-1
PI-Amp [24]	2,5–4,9 кбар	2,4–5,1 кбар	4,1–5,5 кбар	3–5,4 кбар	3,6–4,9 кбар	3,8–4,8 кбар
Amp [25]	4,02–4,87 кбар	1,86–4,07 кбар	3,43–4,63 кбар	2,44–4,45 кбар	4,02–4,87 кбар	4,32–4,71 кбар
PI-Amp [26]	3,96–5,07 кбар 644,7–704,0 °C	2,56–3,75 кбар 661,4–703,7 °C	3,53–4,11 кбар 661,8–726,9 °C	2,51–4,31 кбар 664–688,7 °C	3,37–4,37 кбар 687,3–749,3 °C	3,46–3,84 кбар 726,4–742,0 °C

Таблица 6. Результаты изотопно-геохронологического изучения цирконов диоритов Восточно-Верхотурского массива.
Table 6. Results of isotope-geochronological study of zircon diorites of the Vostochno-Verkhoturksy massif.

Номер образца	Зерно	Номер анализа	U	Th	²⁰⁶ Pb*	Возраст, млн лет				²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	1σ	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁸ U	1σ	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	1σ
						ppm	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb						
17/57,5	1	1.1	146,51	56,92	36,45	334	13	810	254	0,0661	0,0082	0,4851	0,0576	0,0532	0,0021
		1.2	101,56	76,29	25,12	333	16	804	337	0,0659	0,0107	0,4811	0,0749	0,0530	0,0026
		1.3	75,63	46,43	19,00	338	11	583	238	0,0594	0,0068	0,4409	0,0487	0,0539	0,0018
	2	2.1	131,7	58,82	32,84	335	11	281	244	0,0519	0,0061	0,3813	0,0435	0,0534	0,0018
		2.2	76,11	35,29	19,03	336	9	357	187	0,0537	0,0047	0,3947	0,0336	0,0534	0,0014
		2.3	66,64	44,35	16,17	326	12	433	275	0,0555	0,0073	0,3959	0,0502	0,0518	0,0020
6/93,5	1	1.1	54,14	45,15	15,03	370	12	353	244	0,0536	0,0062	0,4362	0,0487	0,0590	0,0020
		1.2	63,39	36,89	16,67	351	13	357	275	0,0537	0,0072	0,4142	0,0539	0,0560	0,0022
	2	2.1	119,04	46,10	30,20	340	8	381	161	0,0542	0,0041	0,4045	0,0296	0,0541	0,0012
		2.2	68,05	36,97	16,75	330	9	628	189	0,0607	0,0055	0,4395	0,0385	0,0525	0,0015
	3	3.1	76,09	54,90	18,94	334	12	331	273	0,0531	0,0071	0,3888	0,0507	0,0532	0,0020
		3.2	53,48	31,39	13,38	336	16	455	327	0,0561	0,0092	0,4133	0,0660	0,0535	0,0025
		3.3	91,74	68,37	23,15	339	10	437	224	0,0556	0,0059	0,4136	0,0421	0,0540	0,0017

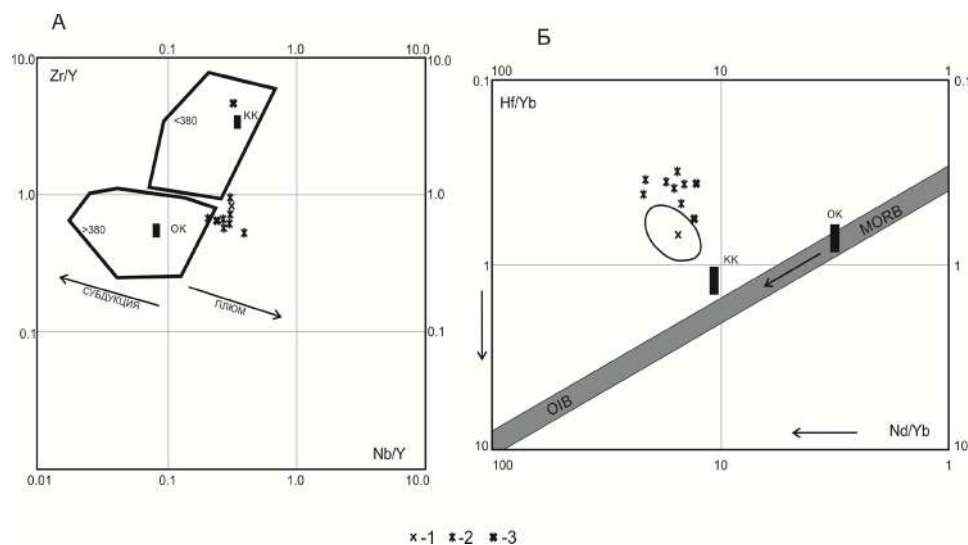


Рисунок 6. Положение точек составов пород Восточно-Верхотурского массива на диаграммах Zr/Y–Nd/Y (А) и Hf/Yb–Nd/Yb. 1 – габбро, 2 – диориты, 3 – габбро-диориты даек. Прямоугольниками обозначены средние составы океанической (ОК) и континентальной (КК) коры. А – контуры поля средних составов палеозойских габбро Урала древнее и моложе 380 млн лет [21, 22]. Б – «полоса» – тренд изменения составов базальтоидов СОХ (MORB) и океанических островов (ОИВ) [10]. Овал – поле составов габброидов Верх-Исетского массива [23].
Figure 6. The points position of composition of rock of the Vostochno-Verkhoturksy massif on Zr/Y–Nd/Y (A) and Hf/Yb–Nd/Yb diagrams.

Заключение

Таким образом, установленные особенности состава роговообманковых и биотит-роговообманковых (водных) габбро, диоритов и габбро-диоритов Восточно-Верхотурского массива свидетельствуют об их принадлежности к единому известково-щелочному диоритоидному комплексу калиево-натриевого типа, сформировавшемуся в среднекаменноугольное время в надсубдукционной абиссально-мезоабиссальной обстановке активной континентальной окраины при

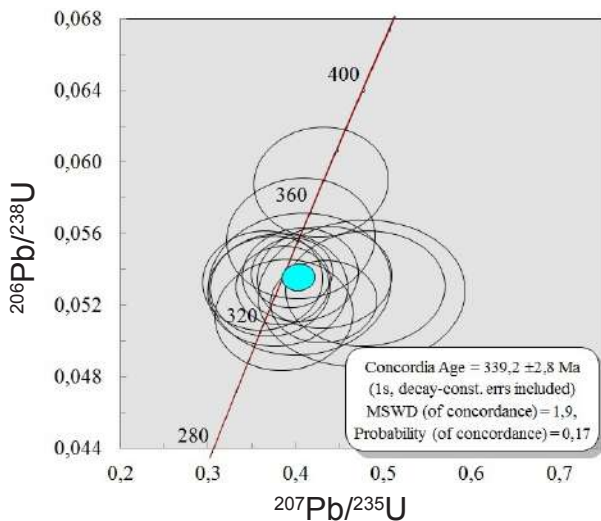


Рисунок 7. U–Pb возраст циркона из диоритов Восточно-Верхотурского массива (полированные шлифы 17/57,5, 6/93,5). Метод La-ICPMS.
Figure 7. U–Pb age of zircon from diorites of the Vostochno-Verkhotursky massif (polished sections 17/57.5, 6/93.5). La-ICPMS method.

существенном влиянии блоков древней коры сиалического состава.

Специфический состав образований Восточно-Верхотурского массива и наличие в его пределах самородной медной (и золотой?) порфировой минерализации обуславливают необходимость его дальнейшего углубленного изучения: в первую очередь, уточнения формационной, возрастной и генетической принадлежности магматитов, особенностей обстановок и условий их проявления и становления, характера и условий проявления рудно-метасоматических процессов, контролирующих и определяющих локализацию в пределах массива специфической медносамородной минерализации (до промышленных содержаний). Актуально и сопоставление надсубдукционных образований Восточно-Верхотурского массива со сходными образованиями Верхотурско-Исетской зоны для целей уточнения истории ее формирования и развития, металлогенического районирования и перспектив оруденения.

Работа выполнена в рамках темы № 0393-2016-0020 государственного задания ИГГ УрО РАН.

ЛИТЕРАТУРА

1. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Сер. Уральская. Лист О-41. Екатеринбург; СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2011. 492 с. (МП России, Роснедра, ФГУП «ВСЕГЕИ», ОАО «УГЭС»).
2. Минералы: справочник. Т. 5: Каркасные силикаты. Вып. 1. Силикаты с разорванными каркасами, полевые шпаты. М.: Наука, 2003. 583 с.
3. Leake B. E., Woolley A. R. et al. Nomenclature of amphiboles // Can. Mineral. 1997. Vol. 35. P. 219–246.
4. Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 3. Листовые силикаты. М.: Мир, 1966. 318 с.
5. Ферштатер Г. Б. Надсубдукционный интрузивный магматизм Урала // Геология и геофизика. 2003. № 12. С. 1349–1364.
6. Ферштатер Г. Б. Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2013. 368 с.
7. Ферштатер Г. Б., Шардакова Г. Ю., Бородина Н. С. О степени окисленности европия в гранитоидах // Ежегодник-1997. Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, 1998. С. 178–180.
8. Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. petrol. 1984. Vol. 25. P. 956–983.
9. Фролова Т. И., Бурикова И. А. Магматические формации современных геотектонических обстановок. М.: МГУ, 1997. 320 с.
10. Pearce J. A., Kempton P. D., Nowell G. M., Noble S. R. Hf–Nd Element and Isotope Perspective on the Nature and Provenance of Mantle and Subduction Components in Western Pacific Arc-Basin Systems // J. petrol. 1999. Vol. 40, № 11. P. 1579–1611.
11. Смирнов В. Н., Ронкин Ю. Л., Пучков В. Н. и др. Новые данные о генезисе земной коры восточного сектора Среднего Урала: изотопные Sr–Nd-ограничения // Докл. РАН. 2016. Т. 467, № 5. С. 566–571.
12. Смирнов В. Н., Иванов К. С., Шокальский С. П. Новые данные о времени существования окраинно-континентальной зоны субдукции на Среднем Урале // Докл. РАН. 2016. Т. 471, № 4. С. 455–458.
13. Зайцева М. В., Пупышев А. А., Щапова Ю. В., Вотьяков С. Л. U–Pb датирование цирконов с помощью квадрупольного масс-спектрометра с индуктивно-связанной плазмой NexION 300S и приставки для лазерной абляции NWR 213 // Аналитика и контроль. 2016. Т. 20, № 4. С. 294–306.
14. Зайцева М. В., Вотьяков С. Л. К методике определения U–Pb-возраста и анализа Lu–Hf-изотопной системы циркона методом LA-ICP-MS // Ежегодник-2016: труды ИГГ УрО РАН. 2017. Вып. 164. С. 284–289.
15. Andersen T. Appendix A3: COMPCORR – Software for common lead correction of U–Th–Pb analyses that do not report 204Pb // Mineralogical Association of Canada. 2008. Vol. 40. P. 1–18.
16. Смирнов В. Н., Иванов К. С., Ларионов А. Н. Возраст и геодинамические условия формирования гранитоидов Верхисетского батолита, восточный склон Среднего Урала (по результатам U–Pb SIMS-датирования цирконов) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2014. Т. 22, № 6. С. 26–44.
17. Холоднов В. В., Бушляков И. Н. Галогены в эндогенном рудообразовании. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 394 с.
18. Barberi F., Ferrara G., Santacrose R. A transitional basalt-pantellerite sequence of fractional crystallisation, the Boina centre (Afar rift, Ethiopia) // J. Petrol., 1975, № 1. P. 65–78.
19. Taylor S. R., McLennan S. M. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Oxford: Blackwell, 1985. 312 p.
20. Sun S.-S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / A. D. Saunders and M. J. Norry (eds.). Magmatism in the oceanic basins // Geological Society, London, Special Publications. 1989. № 42. P. 313–345.
21. Montero P., Bea F. et al. Single-zircon evaporation ages and Rb–Sr dating of four major Variscan batholiths of the Urals. A perspective of the timing of deformation and granite generation // Tectonophysics. 2000. № 317. P. 93–108.
22. Ферштатер Г. Б. Геохимические тренды габбро и гранитов Урала, отражающие историю геологического развития подвижного пояса // Геохимия. 2015. № 12. С. 1094–1109.
23. Ферштатер Г. Б. и др. Эволюция состава верхней мантии и земной коры Урала по данным петрологического, геохимического, изотопного изучения магматических ассоциаций (ультрамафит-мафитовые, габбро-гранитоидные и гранитоидные серии) // Ежегодник-2000. Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, 2001. С. 232–236.
24. Ферштатер Г. Б. Эмпирический плагиоклаз-роговообманковый барометр // Геохимия. 1990. № 3. С. 328–342.
25. Schmidt M. W. Phase relations and compositions in tonalite as a function of pressure; an experimental study at 650 °C // Amer J. Science. 1993. Vol. 293. P. 1011–1060.
26. Holland T., Blundy J. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1994. Vol. 116, P. 433–447.

Статья поступила в редакцию 6 апреля 2018 г.

Vostochno-Verkhoturksky gabbro-diorite-granodiorite massif (Middle Urals): new data on composition, formation conditions, age and metallogeny

Anatoliy Vasil'evich Korovko¹,
sugre@mail.ru
Mariya Dmitrievna Vishnyakova¹,
VishniakovaMD@igg.uran.ru
Nadezhda Sergeevna Borodina¹,
fershtater@igg.uran.ru
Mariya Vladimirovna Zaitseva¹,
zaitseva.mv1991@gmail.com
Vladimir Vladimirovich Parphenov²
parfenov@tfi-urfo.ru

¹Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry
of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences
Ekaterinburg, Russia

²Territorial fund of geological information for Ural Federal District

Relevance of the problem. In the Urals, in connection with the solution of the problem of supplying the operating non-ferrous metallurgy enterprises with local raw materials, a number of copper-porphyrus ore-bearing deposits have been involved in the industrial development in the last decade; low-sulfidation mineralization is localized mainly in dioritic intrusive massifs. The presence of large-scale mineralization of native copper in the diorites of the Vostochno-Verkhoturksky massif testifies to the need for its comprehensive study and determination of ore-forming appurtenances.

Purpose of the paper is to determine the formation and age appurtenances, as well as the metallogenic specialization of the eastern part of Verkhoturksko-Isetskaya zone (Middle Urals) of the Vostochno-Verkhoturksky massif within which mineralization of native copper was previously identified.

Results. Petrographic, geochemical, and isotope-geochronological studies of the gabbro, diorite and granodiorite massifs were carried out (SiO_2 – 53.97–67.32%, K_2O – 1.04–2.65%) and gabbro-diorite dikes occurring among them (SiO_2 – 54.50–56.50%, K_2O – 0.96–1.50%). The predominantly corniferous rocks of the massif belong to a single homodromous calci-alkalic normal-alkalic series of a moderately potassic type. Diorites of dikes are comagmatic to enclosing rocks. The massif is formed in the abyssal-mesoabyssal conditions of the supra-subduction situation at the continental margin of the zone development. The U-Pb age of the investigated rocks of the massif is determined by zircon (the method of laser ablation) in 339.2 ± 2.8 million years (Carbonic period). The formation of the massif occurred within the tectonic block with the basement of the Proterozoic age of the sialic composition. The presence of high concentrations of F in accessory apatites (up to 3.5–4.2%) at relatively low Cl (up to 0.5%) and SO_3 (up to 0.4–0.9%) indicates a possible gold-rare metal specialization of formations.

Conclusion. To determine conditions for the formation of the mineralization of native copper among the supra-subduction dioritoids of the Middle Carbonic period, its age, ore-bearing belonging, and scale, it is necessary to further study both the formations of the Vostochno-Verkhoturksky massif (including those that underwent secondary alterations) and other dioritoid massifs in the eastern part of the Verkhoturkskaya-Isetskaya zone.

Keywords: Vostochno-Verkhoturksky massif, diorites, active continental margin, Carbonic period, native copper, rare metals.

The work was carried out within the framework of the topic no. 0393-2016-0020 of the state task of the Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences.

REFERENCES

- 2011, State geological map of the Russian Federation. Scale 1 : 1 000 000 (third generation). Ural series. Sheet O-41. Ekaterinburg; Saint-Petersburg, 492 p.
- 2003, *Mineraly* [Minerals]: reference book. Vol. 5: *Karkasnyye silikaty* [Framework silicates]. Issue 1. *Silikaty s razorvannymi karkasami, polevyie shpaty* [Silicates with broken frames, feldspars]. Moscow, 583 p.
- Leake B. E., Woolley A. R. et al. 1997, Nomenclature of amphiboles. *The Canadian Mineralogist*, vol. 35, pp. 219–246.
- Deer W. A., Howley R. A., Zisman J. 1966, Rock-forming minerals. Vol. 3. *Listovyye silikaty* [Phyllosilicates]. Moscow, 318 p.
- Fershtater G. B. 2003, *Nadsubduktionnyy intruzivnyy magmatizm Urala* [Suprasubduction intrusive magmatism of the Urals]. *Geologiya i geofizika* [Russian Geology and Geophysics], no. 12, pp. 134–1364.
- Fershtater G.B. 2013, *Paleozoyskiy intruzivnyy magmatizm Srednego i Yuzhnogo Urala* [Paleozoic intrusive magmatism of the Middle and Southern Urals]. Ekaterinburg, 368 p.
- Fershtater G.B., Shardakova G.Yu., Borodina N.S. 1998, *O stepeni oksilennosti yevropiya v granitoidakh* [On the degree of oxidation of europium in granitoids]. Yearbook-1997. Ekaterinburg, P. 178–180.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, vol. 25, pp. 956–983.
- Frolova T. I., Burikova I. A. 1997, *Magmaticheskiye formatsii sovremennykh geotektonicheskikh obstanovok* [Magmatic formations of modern geotectonic environments]. Moscow, 320 p.
- Pearce J. A., Kempton P. D., Nowell G. M., Noble S. R. 1999, Hf–Nd Element and Isotope Perspective on the Nature and Provenance of Mantle and Subduction Components in Western Pacific Arc-Basin Systems. *Journal of Petrology*, vol. 40, no. 11, pp. 1579–1611.
- Smirnov V. N., Ronkin Yu. L., Puchkov V. N. et al. 2016, *Novyye dannyye o genezise zemnoy kory vostochnogo sektora Srednego Urala: izotopnyye Sr–Nd-ogranicheniya* [New data on the genesis of the earth's crust of the eastern sector of the Middle Urals: isotopic Sr–Nd-constraints]. *Doklady RAN* [Proceedings of RAS], vol. 467, no 5, pp. 566–571.
- Smirnov V. N., Ivanov K. S., Shokalsky S. P. 2016, *Novyye dannyye o vremeni sushchestvovaniya okrainno-kontinental'noy zony subduksii na Srednem Urale* [New data on the time of existence of the marginal continental subduction zone in the Middle Urals]. *Doklady RAN* [Proceedings of RAS], vol. 471, no. 4, pp. 455–458.
- Zaitseva M. V., Pupyshchev A. A., Shchapova Yu. V., Votyakov S. L. 2016, *U–Pb datirovaniye tsirkonov s pomoshch'yu kvadrupol'nogo mass-spektrometra s induktivno-svyazannoy plazmoy NexION 300S i pristavki dlya lazernoy ablyatsii NWR 213* [U–Pb dating of zircons using a quadrupole mass spectrometer with inductively coupled plasma NexION 300S and attachments for laser ablation NWR 213]. *Analitika i kontrol'* [Analytics and control], vol. 20, no. 4, pp. 294–306.
- Zaitseva M. V., Votyakov S. L. 2017, *K metodike opredeleniya U–Pb-vozrasta i analiza Lu–Hf-izotopnoy sistemy tsirkona metodom LA-ISP-MS* [To the procedure for determining the U–Pb-age and analyzing the Lu–Hf-isotope zircon system by the LA-ISP-MS method]. *Ezhegodnik–2016: Trudy IGG UrO RAN* [Yearbook-2016], issue 164, pp. 284–289.

15. Andersen T. 2008, Appendix A3: COMPBCORR – Software for common lead correction of U–Th–Pb analyses that do not report ²⁰⁴Pb. *Mineralogical Association of Canada*, vol. 40, pp. 1–18.
16. Smirnov V. N., Ivanov K. S., Larionov A. N. 2014, *Vozrast i geodinamicheskiye usloviya formirovaniya granitoidov Verkhisetskogo batolita, vostochnyy sklon Srednego Urala (po rezul'tatam U–Pb SIMS-datirovaniya tsirkonov)* [Age and geodynamic conditions for the formation of granitoids of the Upper Batholith, the eastern slope of the Middle Urals (based on the results of U–Pb SIMS-dating of zircons)]. *Stratigrafiya. Geologicheskaya korrelyatsiya* [Stratigraphy and Geological Correlation], vol. 22, no. 6, pp. 26–44.
17. Kholodnov V. V., Bushlyakov I. N. 2002, *Galogeny v endogennom rudoobrazovanii* [Halogen in endogenous ore formation]. Ekaterinburg, 394 p.
18. Barberi F., Ferrara G., Santacroce R. 1975, A transitional basalt-pantellerite sequence of fractional crystallisation, the Boina centre (Afar rift, Ethiopia). *Journal of Petrology*, no. 1, pp. 65–78.
19. Taylor S. R., McLennan S. M. 1985, *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Oxford, 312 p.
20. Sun S.-S., McDonough W. F. 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. A. D. Saunders and M. J. Norry (eds.). *Magmatism in the oceanic basins*. Geological Society, London, Special Publications. No. 42, pp. 313–345.
21. Montero P., Bea F. et al. 2000, Single-zircon evaporation ages and Rb–Sr dating of four major Variscan batholiths of the Urals. A perspective of the timing of deformation and granite generation. *Tectonophysics*, no. 317, pp. 93–108.
22. Fershtater G. B. 2015, *Geokhimicheskiye trendy gabbro i granitov Urala, otrazhayushchiye istoriyu geologicheskogo razvitiya podvizhnogo poyasa* [Geochemical trends of the gabbro and granites of the Urals, reflecting the history of the geological development of the mobile belt]. *Geokhimiya* [Geochemistry International], no. 12, pp. 1094–1109.
23. Fershtater G. B. et al. 2001, *Evolyuetsiya sostava verkhney mantii i zemnoy kory Urala po dannym petrologicheskogo, geokhimicheskogo, izotopnogo izucheniya magmaticheskikh assotsiatsiy (ul'tramafit-mafitovyie, gabbro-granitoidnyie i granitoidnyie serii)* [Evolution of the composition of the upper mantle and the Earth's crust of the Urals according to petrological, geochemical, isotopic studies of magmatic associations (ultramafic-mafic, gabbro-granitoid and granitoid series)]. Yearbook-2000. Ekaterinburg, pp. 232–236.
24. Fershtater G. B. 1990, *Empiricheskiy plagioklaz-rogvoobmankovyy barometr* [Empirical plagioclase-hornblende barometer]. *Geokhimiya* [Geochemistry International], no. 3, pp. 328–342.
25. Schmidt M. W. 1993, Phase relations and compositions in tonalite as a function of pressure; an experimental study at 650 °C. *American Journal of Science*, vol. 293, pp. 1011–1060.
26. Holland T., Blundy J. 1994, Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 116, pp. 433–447.

The article was received on April 6, 2018