

Е. А. Зинькова

КСЕНОЛИТЫ И АВТОЛИТЫ В ГРАНИТОИДАХ ВЕРХ-ИСЕТСКОГО БАТОЛИТА

В южной части массива зафиксирована дугообразная полоса пород, обогащенных разнообразными ксенолитами, шириной до 1,5-2,0 км. При детальном изучении ксенолитов выделены следующие группы: пироксен-роговообманковое габбро порфириковой структуры; пироксен-роговообманковые кварцевые диориты с микроклином; роговики пироксеновой фации; роговики роговообманковой фации; скарноиды; метавулканыты; метапелиты; метапироксениты. Химический состав перечисленных разновидностей ксенолитов представлен в табл. 1.

Наряду с ксенолитами в гранодиоритах массива отмечаются автолиты, которые более равномерны и варьируют по составу от габбро до кварцевых диоритов (см. далее рисунок и табл. 2.). Как правило, они имеют овальную форму в отличие от обломков ксенолитов, по форме остроугольных.

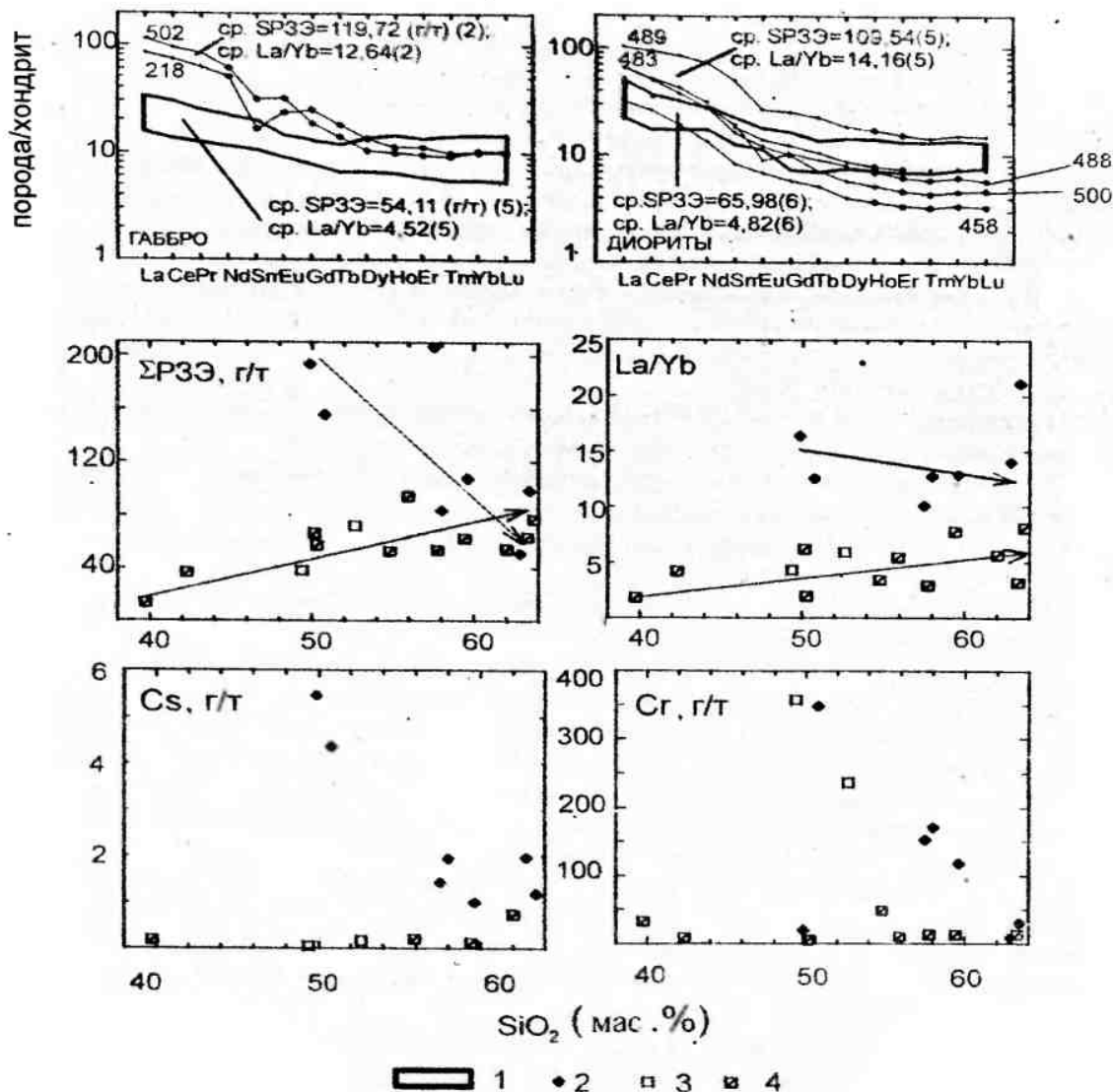
Скопления ксенолитов в совокупности часто образуют картину магматической брекчии. Цементом ее обычно служат пироксен-роговообманковые кварцевые диориты, иногда - ороговикоподобные в пироксенроговиковой фации. Эти данные указывают на то, что обогащенный ксенолитами

Таблица 1

Содержание петрогенных элементов в ксенолитах из гранитоидов Верх-Исетского массива, мас. %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	79	3196	99	100	339	77	341	337	338	340	336	96
SiO ₂	48,48	48,69	51,23	52,51	58,49	62,16	52,62	61,45	50,46	56,30	52,54	53,41
TiO ₂	0,53	0,95	0,53	0,74	0,57	0,33	0,72	0,63	0,67	0,78	0,96	0,99
Al ₂ O ₃	9,30	14,28	10,26	13,95	17,70	17,31	16,99	14,16	14,60	20,13	16,18	17,63
Fe ₂ O ₃	4,64	5,06	2,89	3,81	3,11	1,36	3,15	4,40	3,41	2,24	3,06	5,08
FeO	6,48	6,48	7,56	6,84	3,24	2,16	4,50	3,24	4,68	7,92	6,48	5,40
MgO	10,60	5,80	9,72	5,06	2,31	2,64	3,75	2,07	3,81	2,46	3,43	2,82
MnO	0,18	0,21	0,16	0,18	0,12	0,10	0,18	0,11	0,15	0,17	0,22	0,19
CaO	14,89	11,46	12,24	10,87	6,39	8,42	12,15	10,16	17,97	5,76	9,89	8,01
Na ₂ O	0,54	2,08	1,19	1,85	5,23	3,85	3,08	2,22	1,35	0,87	3,69	4,11
K ₂ O	0,58	1,53	0,56	0,57	2,02	1,58	0,57	0,82	0,11	1,00	0,78	0,95
P ₂ O ₅	0,21	0,39	0,20	0,29	0,29	0,40	0,20	0,10	0,18	0,16	0,40	0,21
п.п.п.	1,63	1,22	1,75	1,57	1,15	0,44	0,93	1,33	1,45	1,16	1,54	1,19
Сумма	98,06	98,15	98,29	98,24	100,62	100,75	98,84	100,69	98,84	98,95	99,17	99,99

Примечание. 1-4 - пироксен-роговообманковое габбро; 5-6 - пироксен-роговообманковые кварцевые диориты с микроклином; 7-8 - пироксеновые роговики; 9 - скарноид; 10 - метапелит; 11-12 - роговообманковые роговики.



Распределение редких и редкоземельных элементов в ксенолитах и породах рамы (1) и в автолитах (2) Верх-Исетского массива; 3 - ксенолиты из гранитоидов массива. 4 - породы рамы массива. Цифрами обозначены номера проб из табл. 2. В скобках для средних величин приведено число анализов

блок сам является крупным ксенолитом в гранодиоритах массива. Обломки в брекчиях имеют остроугольную форму, перемещены относительно друг друга и распределены неравномерно. Причем пироксен-роговообманковое габбро жильного облика занимают примерно 50 % от общего объема ксенолитов. Они часто содержат в себе ксенолиты метавулканитов с миндалекаменной текстурой. иногда - ксенолиты кристаллотуфов, в единичных случаях - ксенолиты порфиroidных клинопироксенитов.

Пироксен-роговообманковое габбро субвулканического облика - темные от среднезернистых до крупнозернистых породы, порфиroidные за счет таблитчатых выделений клинопироксена, иногда с сохранившимися реликтовыми зернами ортопироксена, с офитовой, иногда трахитоидной структурой "основной массы". Состоят из плагиоклаза, клинопироксена, эпидота ($P_s \gg 19\%$), иногда присутствует ортопироксен. В более крупных зернах клинопироксен сохраняется в центре зерна, в более мелких - нацело замещается амфиболом. Акцессорные минералы: апатит, ксеноморфный сфен, рудное вещество. Породы иногда ороговикованы в пироксеновой фации роговиков, но при этом реликты офитовой либо габбровой структуры хорошо сохраняются.

Пироксен-роговообманковые кварцевые диориты с микроклином. Макроскопически эти породы отличаются наличием призматической роговой обманки. Структура их гипидиоморфнозернистая, призматически-зернистая, текстура гнейсовидная. Плагиоклаз представлен идиоморфными зер-

нами, часто зональными от Al_{38} в ядре до Al_{22} в кайме. Калиевый полевой шпат - решетчатый микроклин. Акцессорные минералы: сфен, апатит, эпидот.

Роговики пироксеновой фации. Макроскопически это черно-серые породы с зеленым оттенком, очень плотные, массивные. Структура роговиковая, порфиробластовая за счет зерен клинопироксена. Текстура массивная. Минеральный состав: клинопироксен, роговая обманка, плагиоклаз, эпидот с мirmekитоподобной структурой. Кварц представлен ксеноморфными зернами. Акцессорные минералы - сфен, эпидот, магнетит. По-видимому, эти роговики образваны по пироксен-роговообманковым габбро субвулканического облика, описанным выше.

Роговики роговообманковой фации. В полосе ксенолитов эта разновидность пород встречается нечасто. Породы имеют порфиробластовую структуру за счет крупных пойкилокристаллов амфибола и эпидота. Структура "основной массы" породы гранобластовая. Минеральный состав: плагиоклаз, кварц, амфибол, эпидот.

Скарноиды. Это светло-зеленые породы средне-крупнозернистые с массивной текстурой. Состоят из граната, клинопироксена, кварца, плагиоклаза, кальцита, эпидота.

Метавулканиды представлены кристаллотуфами и лавами миндалекаменной текстуры. Первые состоят из отдельных обломков кристаллов клинопироксена. Вторые - в настоящее время мелкозернистые пироксеновые роговики; бывшие миндалины заполнены плагиоклазом и клинопироксеном.

Метапелиты представляют собой гранат-ставролит-силлиманит-биотитовые кристаллические сланцы с порфиробластами граната.

Автолиты, как уже отмечалось, не образуют таких скоплений, как ксенолиты. Состав их варьирует от габбро до кварцевых диоритов. Для них характерна гипидиоморфнозернистая структура, иногда порфириовидная за счет выделений плагиоклаза. В отдельных участках пород отмечается гранобластовая структура; текстура гнейсовидная, обусловленная параллельным расположением лейст биотита и зерен плагиоклаза удлиненной формы. Минеральный состав: кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, биотит, роговая обманка; среди акцессориев отмечается повышенное содержание апатита, наблюдается сфен, циркон, магнетит - больше, чем в других породах.

Для того чтобы надежно разделить автолиты и ксенолиты гранитоидов Верх-Исетского батолита и определить природу последних, был проведен сравнительный анализ редких и петрогенных элементов в них и в породах, вмещающих массив. В качестве вмещающих рассмотрены породы решинской габбро-диорит-трондьемитовой, петрокаменской габбро-диорит-адамеллитовой и краснопольской тоналит-гранодиоритовой серий [2].

Анализ показал, что для автолитов характерно повышенное содержание TiO_2 , K_2O и P_2O_5 и пониженное - CaO относительно ксенолитов с примерно таким же содержанием SiO_2 (см. таблицы). Увеличение доли вышеперечисленных компонентов хорошо согласуется с обогащенностью автолитов соответственно сфеном, биотитом и апатитом. Причем следует отметить, что в автолитах наблюдается уменьшение количества K_2O и P_2O_5 с ростом SiO_2 , тогда как в других породах зависимость обратная. По всей видимости, это объясняется повышенным содержанием биотита и апатита в наиболее ранних кумулятах из расплава, т. е. в автолитах. Существуют различия по вышеперечисленным компонентам между ксенолитами и породами рамы: в первых меньше TiO_2 и больше CaO (см. таблицы). По другим петрогенным компонентам различий не наблюдается.

На классификационной диаграмме Бетчелера и Баудена [4] большинство ксенолитов из гранитоидов массива и почти все пироксен-роговообманковые габбро ложатся в поле мантийных дифференциатов, тогда как все автолиты из гранитоидов массива попадают в поле доколлизийных серий, что согласуется с природой самих гранитоидов [3].

На диаграмме AFM автолиты находятся в поле известково-щелочных серий, тогда как большая часть ксенолитов, в том числе пироксен-роговообманковое габбро, попадают в поле толеитовых серий, к которому приурочено и большинство вмещающих габброидов.

Анализ распределения редких элементов в рассматриваемых породах показал, что ксенолиты имеют некоторое сходство по геохимии с породами рамы: в них так же мала доля Cs, Nb, как и в последних. Но выявлены и яркие отличия. Ксенолиты характеризуются повышенным содержанием Sr, большим количеством Co (при том же Ni) относительно пород поздних серий рамы и приближенным, но все же меньшим, чем в породах ранних серий рамы. Приведенные данные по содержанию редких элементов указывают на существующие отличия между ксенолитами из гранитоидов Верх-Исетского массива и породами рамы и их приближенность к наиболее ранним образованиям среди вмещающих пород массива. Автолиты характеризуются повышенным содержанием Cs, Nb относительно других рассматриваемых пород, Sr - относительно пород рамы, тогда как в ксенолитах из гранитоидов Верх-Исетского массива содержание Sr - на уровне автолитов (см. рисунок). Здесь

Содержание петрогенных (мас.%) и редких элементов (г/т) в породах рамы, в ксенолитах и автолитах из гранитоидов Верх-Исетского массива.

Компо- нент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	ПДМ29	ПКМ10	ПКМ24	ПКМ30	455	ПКМ59	ПКМ60	ПКМ51v	ПКМ63	ПКМ42	ПКМ126
SiO ₂	50,28	54,80	57,76	63,30	39,72	42,30	50,16	53,82	55,92	59,42	62,03
TiO ₂	1,03	0,66	0,88	0,54	2,09	1,06	1,07	0,80	1,00	0,68	0,79
Al ₂ O ₃	16,24	16,52	16,55	15,97	15,56	15,96	16,70	17,26	17,95	16,55	15,82
Fe ₂ O ₃	3,61	1,40	2,31	1,63	8,39		0,00	3,28	2,80	3,56	5,13
FeO	9,99	6,44	6,29	4,83	6,68	15,50	12,19	5,20	5,41	3,69	3,05
MgO	0,24	0,17	0,18	0,14	8,11	6,27	4,57	4,02	0,17	0,23	0,26
MnO	4,42	5,12	2,99	1,93	0,16	0,17	0,24	0,17	2,75	2,41	2,48
CaO	9,03	8,84	6,61	4,94	14,00	13,37	8,92	8,65	7,25	6,50	5,82
Na ₂ O	2,43	2,93	3,28	3,22	0,56	2,66	2,77	2,32	3,00	3,12	3,27
K ₂ O	0,59	0,21	0,70	1,38	0,06	0,39	0,87	1,28	1,49	1,18	1,05
P ₂ O ₅	0,07	0,11	0,16	0,13	0,00	0,05	0,22	0,15	0,18	0,19	0,20
п.п.п.	1,28	2,30	1,82	1,62	3,01	2,10	2,20	2,43	1,18	6,22	1,50
Сумма	99,21	99,50	99,53	99,63	98,34	99,83	99,91	99,38	99,10	99,31	101,75
Li	1,81	0,04	0,64	3,09	0,02	1,86	3,26	0,39	8,16	3,37	5,37
Rb	0,00	0,00	0,00	14,66	0,00	0,00	0,00	8,88	24,27	26,40	25,61
Cs	0,00	0,00	0,00	0,00	0,18	0,00	0,00	0,00	0,22	0,13	0,74
Be	0,48	0,82	0,67	0,72	0,23	0,44	0,77	1,18	1,03	0,56	0,76
Sr	208	262	278	217	505	387	479	291	316	499	447
Ba	156	280	288	488	21	101	248	223	335	345	343
Sc	47,61	34,99	27,50	19,60	48,34	53,33	32,77	43,54	19,50	16,07	9,35
V	476	149	191	105	617	644	296	145	182	114	102
Cr	6	49	14	14	33	9	4	698	10	13	0,00
Co	40,01	23,93	17,01	12,88	47,58	50,70	29,89	30,59	19,45	13,91	11,46
Ni	11,08	45,18	8,00	8,15	43,58	41,18	9,65	170,6	10,16	209,9	4,23
Cu	79,31	28,03	68,93	51,38	208	414	74,41	15,36	23,70	11,67	16,16
Zn	93,75	64,59	71,47	71,65	19,92	71,90	109	53,60	85,36	108	6,13
Ga	18,12	16,13	17,36	15,63	16,73	17,94	19,88	12,36	19,61	21,90	15,40
Y	30,91	22,30	25,33	26,69	7,25	13,15	19,03	16,71	30,49	17,28	15,62
Nb	1,05	1,42	0,69	2,13	0,84	0,42	1,55	1,45	5,14	5,01	4,04
Ta	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,88	0,00	0,00	0,12	0,01	0,13
Zr	33,96	50,44	19,71	42,57	11,26	25,18	32,91	39,28	41,78	20,97	30,24
Hf	1,41	1,56	0,84	1,61	0,66	0,76	1,10	1,32	1,60	0,69	1,20
Mo	0,65	0,24	0,33	0,37	0,04	0,36	0,32	0,14	0,38	3,27	0,11
Sn	1,11	1,24	1,20	1,51	0,88	1,01	0,80	1,32	1,60	0,00	1,09
Pb	2,76	3,68	10,80	8,14	0,00	2,13	3,34	3,58	4,72	0,00	0,00
U	0,31	0,39	0,22	0,74	0,22	0,13	0,42	0,66	0,54	0,60	1,00
Th	2,61	2,98	2,17	3,83	0,07	1,87	2,85	4,02	4,08	1,74	1,39
La	6,32	7,60	7,26	9,01	1,17	5,09	11,62	13,77	16,30	14,00	9,08
Ce	15,65	15,52	14,94	20,77	2,45	11,68	22,42	29,08	32,13	20,16	19,26
Pr	2,36	2,30	2,24	2,72	0,46	1,62	3,03	3,76	4,18	2,72	2,59
Nd	11,37	10,55	10,57	11,85	2,90	7,23	12,88	15,31	17,84	11,34	10,88
Sm	3,39	2,99	3,16	3,20	1,13	2,16	3,34	3,32	4,48	2,61	2,56
Eu	1,01	0,96	1,11	0,96	0,56	0,70	1,28	1,01	1,36	0,91	0,86
Gd	3,63	2,78	2,99	3,29	1,38	2,17	3,25	3,34	4,51	2,56	2,03
Tb	0,60	0,50	0,54	0,55	0,22	0,33	0,48	0,44	0,68	0,42	0,35
Dy	4,73	3,56	4,03	4,05	1,49	2,29	3,22	2,68	4,93	2,89	2,59
Ho	1,12	0,82	0,94	0,93	0,28	0,50	0,70	0,58	1,09	0,59	0,56
Er	3,08	2,31	2,51	2,67	0,73	1,33	1,83	1,66	2,96	1,76	1,56
Tm	0,51	0,35	0,39	0,42	0,10	0,19	0,29	0,26	0,46	0,28	0,24
Yb	3,21	2,21	2,47	2,81	0,64	1,21	1,87	1,69	2,96	1,80	1,60
Lu	0,49	0,34	0,36	0,41	0,10	0,18	0,27	0,26	0,44	0,34	0,26

Примечание. Породы рамы: 1-4 - решинской габбро-диорит-троцкемитовой; 5-9 - петрокаменской габбро-диорит-адамеллитовой; 10-11 - краснопольской тоналит-гранодиоритовой серий.

Компо- нент	12	13	14	15	16	17	18	19	20
	371	385	502	218	489	500	483	458	488
SiO ₂	49,38	52,65	49,86	50,78	57,51	58,00	59,61	62,82	63,41
TiO ₂	0,42	0,73	1,98	1,16	1,00	0,94	0,84	0,69	0,66
Al ₂ O ₃	15,15	18,20	17,15	13,92	10,50	13,29	15,51	17,09	16,03
Fe ₂ O ₃	4,35	4,91	3,97	10,29	4,08	6,31	3,29	3,79	4,56
FeO	4,67	4,31	7,18	н. опр.	6,46	3,59	3,95	1,54	0,72
MgO	7,89	3,89	4,16	8,69	6,06	4,91	4,75	2,13	2,79
MnO	0,20	0,13	0,14	н. опр.	0,23	0,18	0,15	0,12	0,10
CaO	12,90	8,97	4,29	7,53	7,03	5,92	5,80	4,08	4,72
Na ₂ O	1,53	4,26	4,26	3,32	2,28	3,08	3,08	4,68	4,48
K ₂ O	0,22	0,31	4,11	2,28	2,37	1,92	1,64	1,84	2,00
P ₂ O ₅	0,07	0,23	0,80	0,40	0,76	0,32	0,22	0,27	0,26
п.п.п.	12,63	8,72	1,57	1,05	1,43	1,24	1,21	1,37	0,66
Сумма	96,78	98,59	99,47	99,42	99,71	99,7	100,05	100,18	100,39
Li	11,82	2,88	81,90	50,33	17,20	23,65	15,49	12,65	15,20
Rb	1,76	2,99	142,61	87,37	39,06	65,21	33,54	50,46	41,43
Cs	0,05	0,16	5,45	4,36	1,44	1,95	1,00	1,97	1,19
Be	0,63	1,47	1,68	1,91	1,66	1,52	1,40	1,48	1,15
Sr	284	420	539	449	306	454	640	598	650
Ba	70	162	418	163	487	293	505	615	637
Sc	60,78	40,29	4,11	28,12	32,91	19,48	16,30	7,64	10,11
V	268	290	197	201	231	130	117	85	83
Cr	357	236	20	347	152	170	118	8	30
Co	37,86	33,05	20,04	39,85	30,30	21,31	20,94	10,88	9,99
Ni	65,38	69,73	23,87	174,52	106,88	111,11	88,35	23,90	29,29
Cu	31,15	63,10	89,08	122,15	13,76	51,12	401,02	23,73	13,57
Zn	87,71	77,58	45,16	172,56	83,15	76,91	89,17	78,10	65,23
Ga	12,90	15,09	22,49	17,78	16,41	17,42	15,71	18,68	15,83
Y	12,54	15,66	23,88	23,32	36,19	15,23	17,30	8,03	11,18
Nb	1,23	3,08	21,30	29,37	13,07	7,44	7,86	5,73	7,25
Ta	0,74	0,65	1,30	13,34	0,65	0,24	0,52	0,28	0,44
Zr	9,76	17,96	89,16	70,09	33,35	55,34	22,41	85,66	12,15
Hf	0,91	1,46	2,11	1,61	2,06	1,58	0,93	2,06	0,74
Mo	0,19	0,28	1,97	1,86	0,65	0,24	0,18	0,01	0,66
Sn	0,32	1,05	3,28	2,05	2,56	2,09	2,71	2,51	1,00
Pb	0,00	0,00	1,56	10,89	7,93	0,43	14,83	19,46	9,66
U	0,38	0,94	6,65	3,53	2,99	1,33	0,80	0,87	2,01
Th	0,85	2,53	8,64	4,05	8,90	1,32	2,98	2,87	4,89
La	6,59	11,00	37,55	27,83	33,64	17,41	21,67	10,48	21,28
Ce	9,24	25,87	82,39	63,88	81,32	30,11	44,69	22,50	43,18
Pr	1,74	3,25	10,97	8,15	11,00	4,14	5,51	2,47	4,85
Nd	7,58	14,11	38,54	32,04	45,40	17,50	19,47	8,37	17,36
Sm	2,05	3,50	6,39	3,37	9,93	3,86	3,66	1,68	3,24
Eu	0,61	1,17	2,47	1,83	2,03	0,69	1,08	0,53	0,93
Gd	2,67	3,97	5,21	6,93	6,88	2,87	3,39	1,61	2,74
Tb	0,43	0,49	0,70	0,91	1,12	0,45	0,53	0,26	0,36
Dy	2,82	3,38	3,57	4,66	6,33	2,76	3,01	1,39	1,99
Ho	0,56	0,67	0,77	0,87	1,32	0,55	0,61	0,29	0,40
Er	1,73	2,03	2,16	2,54	3,45	1,40	1,68	0,76	1,05
Tm	0,25	0,24	0,33	0,35	0,51	0,21	0,26	0,12	0,15
Yb	1,53	1,86	2,30	2,22	3,33	1,37	1,69	0,75	1,01
Lu	0,21	0,27	0,35	0,34	0,50	0,20	0,24	0,11	0,16

Примечание. 12-13 - ксенолиты. 14-20 - автолиты.

можно сделать предположение о том, что источник Sr для автолитов и ксенолитов массива общий. не имеющий связи с вмещающими породами. В автолитах отмечается четкая отрицательная корреляция этих элементов с SiO_2 , тогда как в породах рамы таковой не наблюдается (см. рисунок).

Известно, что содержание P3Э в породе коррелируется с содержанием в них кремнезема. Например, в гранитоидах Верх-Исетского массива с ростом SiO_2 сумма P3Э уменьшается [1]. В сериях с малым содержанием P3Э и, соответственно, акцессорных минералов наблюдается накопление количества P3Э по мере роста индекса дифференциации (SiO_2). В автолитах сумма P3Э уменьшается с ростом SiO_2 , тогда как в ксенолитах и породах рамы массива тенденция обратная. По всей видимости, это происходит из-за различного уровня содержаний P3Э: в автолитах больше P3Э и, соответственно, акцессорных минералов, концентрирующих P3Э, что обуславливает их участие в фракционировании, и как результат - уменьшение количества P3Э с ростом SiO_2 ; в породах же рамы и в ксенолитах массива из-за малого содержания P3Э и акцессорных минералов происходит накопление P3Э по мере фракционирования (см. рисунок). Автолиты характеризуются более высокими значениями La/Yb отношений относительно ксенолитов и пород рамы массива. Относительно SiO_2 эта величина уменьшается в автолитах и увеличивается в ксенолитах и породах рамы массива (см. рисунок), что также зависит от фракционирования различных минералов: в автолитах преобладающую роль в этом процессе играют акцессорий, а в ксенолитах и породах рамы - породообразующие минералы.

На графиках распределения P3Э поля автолитов, с одной стороны, и ксенолитов и пород рамы массива, с другой, обособляются (см. рисунок). Автолиты характеризуются повышенным содержанием P3Э и большей величиной La/Yb отношения за счет большого количества LP3Э. Средние величины суммы P3Э и La/Yb отношения в породах основного состава, соответственно, для автолитов, ксенолитов и пород рамы массива следующие: 119,72 (г/т), 12,64; 54,11 (г/т), 4,52 (см. рис.). Эти же величины в породах среднего состава: 109,54 (г/т), 14,16; 65,98 (г/т), 4,82 (см. рисунок). Приведенные цифры наглядно демонстрируют различия по распределению P3Э. Породы рамы не различаются по данному показателю.

Следует отметить некоторые различия метаморфизма, которому подверглись ксенолиты из гранитоидов Верх-Исетского массива и породы его рамы. В частности, последние изменены в условиях зеленосланцевой фации, тогда как ксенолиты из его гранитоидов не были затронуты этим типом метаморфизма, они изменены в условиях пироксеновой фации роговиков контактового метаморфизма, причем указанные изменения накладывались, судя по структуре и минеральному составу роговиков, на неметаморфизованные породы. Этот факт указывает на то, что ксенолиты были захвачены до эпохи зеленокаменного метаморфизма.

Приведенные данные свидетельствуют как о сходстве, так и о различиях ксенолитов в породах Верх-Исетского батолита и пород его рамы. Это позволяет сделать вывод о том, что ксенолиты в гранитоидах Верх-Исетского массива не являются полным аналогом вмещающих пород и отражают состав более глубоких горизонтов коры, интродуцированных гранитоидами. Автолиты же имеют яркие отличия от ксенолитов из гранитоидов массива и, как уже отмечалось выше, по-видимому, являются ранними кумулятами гранитоидов массива.

Работа выполнена при поддержке гранта N 98-05-64826, при частичной финансовой поддержке ФЦП «Интеграция».

Список литературы

1. Зинькова Е. А., Ферштатер Г. Б., Смирнов В. Н. О некоторых геохимических различиях серий Верхисетского батолита // Ежегодник-1996 Ин-та геологии и геохимии УрО РАН. Свердловск. 1997. С. 123-125.
2. Смирнов В. Н., Ведерников В. В. Магматизм Петрокаменской структурно-формационной зоны (Средний Урал). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. 232 с.
3. Ферштатер Г. Б., Бородин Н. С., Рапопорт М. С. и др. Орогенный гранитоидный магматизм Урала. Миасс, 1994. 247 с.
4. Batchelor R. A., Bowden P. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters // Chemical Geology. 1985. V.48. P.43-55.