Геология и геофизика, 2019, т. 60, № 3, с. 342—365

УДК 552.321.1(470.5)

ВОЗРАСТ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МУРЗИНСКО-АДУЙСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ ФОРМИРОВАНИЯ МУРЗИНСКОГО МЕЖФОРМАЦИОННОГО ГРАНИТНОГО ПЛУТОНА

Г.Б. Ферштатер, А.А. Краснобаев, П. Монтеро*, Ф. Беа*, Н.С. Бородина, М.Д. Вишнякова, Н.Г. Солошенко, М.В. Стрелецкая

Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620016, Екатеринбург, ул. Вонсовского, 15, Россия

**Dept. Mineralogía y Petrología, Campus Fuentenueva, Univ. Granada, 18002 Granada, Spain*

Рассмотрены особенности вещественного состава пород мурзинско-адуйского метаморфического комплекса и Мурзинского массива — эталонного межформационного массива на Урале. Детальный сравнительный анализ древних гнейсов и прорывающих их жильных гранитов включал изотопно-геохимическое изучение цирконов из них. Последние образуют семь возрастных групп (I — 1588 ± 20 млн лет, II — 1060 ± 28, III — 530 ± 11, IV — 380 ± 6, V — 330 ± 9, VI — 276 ± 3, VII — 260 ± 3 млн лет), четыре из которых представляют собой, по-видимому, цирконы из гнейсов, в разной мере переработанные, а три последние — те цирконы, которые возникли в процессе гранитообразования. В гнейсах и большинстве проб гранитов встречаются цирконы всех отмеченных возрастных групп, что является однозначным доказательством заимствования гранитами циркона гнейсов, с одной стороны, и развития в гнейсах «гранитного» циркона, — с другой.

По геохимическим особенностям гранитоиды и гнейсы всех типов существенно различаются. Поведение элементов-примесей и Rb-Sr возрастные данные указывают на то, что формирование гранитов Мурзинского массива представляет собой отдельный эпизод магматизма. Соотношения изотопов Sr в гранитах и гнейсах указывают на различную степень мантийно-корового взаимодействия и участие в их формировании вещества кристаллического фундамента и новообразованной коры.

Парагнейсы, ортогнейсы, граниты, протолит, палеоконтинентальная зона северо-западного мегаблока, изотопные параметры циркона, Rb-Sr *возраст, Средний Урал.*

AGE AND ISOTOPE-GEOCHEMICAL FEATURES OF THE MURZINKA–ADUI METAMORPHIC COMPLEX IN CONNECTION WITH THE PROBLEM OF FORMATION OF THE MURZINKA INTERFORMATIONAL GRANITE PLUTON

G.B. Fershtater, A.A. Krasnobaev, P. Montero, F. Bea, N.S. Borodina, M.D. Vishnyakova, N.G. Soloshenko, and M.V. Streletskaya

The chemical composition of rocks of the Murzinka–Adui metamorphic complex and the Murzinka granite pluton, a reference interformational granite pluton in the Urals, is considered. A detailed comparative analysis of ancient gneisses and related granite veins included an isotope–geochemical study of zircons from both groups of rocks. Zircons are subdivided into seven age groups (I, 1588 ± 20 Ma; II, 1060 ± 28 Ma; III, 530 ± 11 Ma; IV, 380 ± 6 Ma; V, 330 ± 9 Ma; VI, 276 ± 3 Ma; and VII, 260 ± 3 Ma). The first four groups are apparently zircons from gneisses, reworked to different extents, and the other three groups are zircons crystallized during granite genesis. The gneisses and most of the granite samples contain zircons of all the above age populations, which is evidence of trapping zircons from gneisses by granite melts, on the one hand, and the occurrence of «granite-derived» zircons in gneisses, on the other.

The granitoids and gneisses of all types differ considerably in geochemical features. The behavior of trace elements and the Rb–Sr ages indicate that the formation of granites of the Murzinka massif was a discrete episode of magmatic activity. The Sr isotope ratios in the granites and gneisses indicate different degrees of the mantle–crust interaction and the participation of the material of the crystalline basement and newly formed crust in their formation.

Paragneisses, orthogneisses, granites, protolith, paleocontinental sector of northwestern megablock, zircon isotope parameters, Rb-Sr *age, Middle Urals*

ВВЕДЕНИЕ

Обращение к обозначенной в названии теме обусловлено новыми данными по межформационным гранитным массивам Урала, которые обладают яркой спецификой строения, условий формирования и металлогении [Ферштатер и др., 2018]. В подошве таких массивов, представителями которых яв-

© Г.Б. Ферштатер, А.А. Краснобаев, П. Монтеро, Ф. Беа, Н.С. Бородина✉, М.Д. Вишнякова, Н.Г. Солошенко, М.В. Стрелецкая, 2019

✉e-mail: gerfer@online.ural.ru

DOI: 10.15372/GiG2019039

ляются два замечательных плутона, знаменитые своей самоцветной и редкометалльной минерализацией, — Мурзинский и Адуйский — залегают допалеозойские породы фундамента Уральского орогена, а в кровле — силурийско-девонские осадочно-вулканогенные толщи, образованные преимущественно в надсубдукционных условиях в процессе закрытия палеоокеанического бассейна. Подобное геологическое положение определяет многие специфические особенности строения, геохимии и изотопии массивов, отличающие их от других уральских объектов сходного возраста. В частности, на их примере удается проследить роль в гранитообразовании допалеозойского складчатого основания, фрагменты которого сохранились в орогене.

Гранитообразование в кристаллическом фундаменте подвижных поясов хорошо изучено [Коваленко и др., 1996; Ярмолюк, Коваленко, 2003; Слабунов и др., 2006; Цыганков, 2014]. Этой теме посвящено огромное количество исследований и, казалось бы, тема закрыта для дальнейшей углубленной разработки. Но это заключение не касается таких мафических, образованных в процессе эволюции океанического бассейна орогенов, как Урал и его палеоокеаническая часть, где до сих пор ряд исследователей отрицают даже само существование фрагментов кристаллического фундамента.

В таких участках выхода фундамента, как Тараташский, Александровский, Уфалейский, расположенных в палеоконтинентальном блоке Урала, нет ясных признаков формирования крупных гранитных массивов и гранитообразование ограничено зонами мигматизации. Небольшие проявления позднепалеозойского гранитного магматизма (Нижнеуфалейский и некоторые другие мелкие массивы) не несут ясных изотопных доказательств происхождения за счет допалеозойской коры [Шардакова, 2016]. Для настоящего исследования выбран мурзинско-адуйский метаморфический комплекс (ММК), расположенный на восточном склоне Урала в центре орогена, где хорошо проявлено коровое магмообразование с формированием крупных гранитных массивов.

Особую актуальность проблеме придает то, что большая часть гранитных массивов Урала формируется в купольных структурах [Беллавин, Алейников, 1968; Трифонов и др., 1968; Ферштатер, Бородина, 1975] в результате диапиризма, совмещенного с механизмом распространения трещин [Clemens, Mawer, 1992]. Такие массивы сложены гранитоидами, которые имеют изотопные параметры, свидетельствующие о ведущей роли новой коры в качестве источника их магм. Эта кора образована в результате мантийно-корового взаимодействия в ходе постокеанической истории орогена [Ферштатер, 2013; Ферштатер и др., 2018]. Большая часть всего спектра пород гранитоидного состава характеризуется низким первичным отношением $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.704—0.7045$ и положительным или близким к нулю значением ε_{Nd}. Граниты межформационных массивов имеют более сложный изотопный состав, отражающий участие в их формировании двух источников — кристаллического фундамента и новообразованной коры.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Аналитические данные получены в Центре коллективного пользования УрО РАН «Геоаналитик» по стандартным методикам. Петрогенные элементы определены на рентгенофлюоресцентных спектрометрах СРМ-18, СРМ-25, VRA-30 (аналитики Н.П. Горбунова, Л.А. Татаринова и Г.С. Неупокоева), а рассеянные — на масс-спектрометре ICP-MS ELAN-9000 фирмы Perkin Elmer (аналитики Д.В. Киселева, Н.В. Чередниченко и Л.К. Дерюгина). Анализ изотопного состава и содержаний Rb, Sr, Sm, Nd методом изотопного разбавления выполнен на многоколлекторном масс-спектрометре высокого разрешения TRITON Plus (Thermo) аналитиками Н.Г. Солошенко, М.В. Стрелецкой. Методика измерений подробно рассмотрена в отдельной статье [Ферштатер и др., 2015].

Возраст и изотопные параметры циркона определены на приборе SHRIMP-IIe/mc в университете г. Гранада (Испания) в лаборатории IBERSIMS профессорами П. Монтеро и Ф. Беа. Процедура измерений приведена на сайте www.ugr.es/~ibersims. Местоположение отобранных образцов в северной части изученной территории показано на рис. 1.

СОСТАВ И СТРОЕНИЕ МУРЗИНСКО-АДУЙСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА

На широте Мурзинского массива в составе мурзинско-адуйского метаморфического комплекса (ММК) выделяются четыре группы гнейсов.

1. Западная часть комплекса сложена преимущественно *парагнейсами* базитового состава, переслаивающимися с более кремнекислыми породами (табл. 1, ан. 1—4). Полосчатые пачки, представленные чередованием биотитовых, биотит-гранатовых, биотит-кордиерит-силлиманитовых и биотит-корундовых гнейсов с турмалином, прорваны небольшими телами гранитов и пегматоидных гранитов. От ортогнейсов породы отличаются не только наличием названных выше высокоглиноземистых минералов, но и присутствием бедного титаном биотита (табл. 2, обр. 220, 152/50).

2. Восточная часть полосы развития парагнейсов сложена *ортогнейсами повышенной щелочности*, близкими по составу к щелочным базальтам (см. табл. 1, ан. 5, 6), которые хорошо вскрыты на

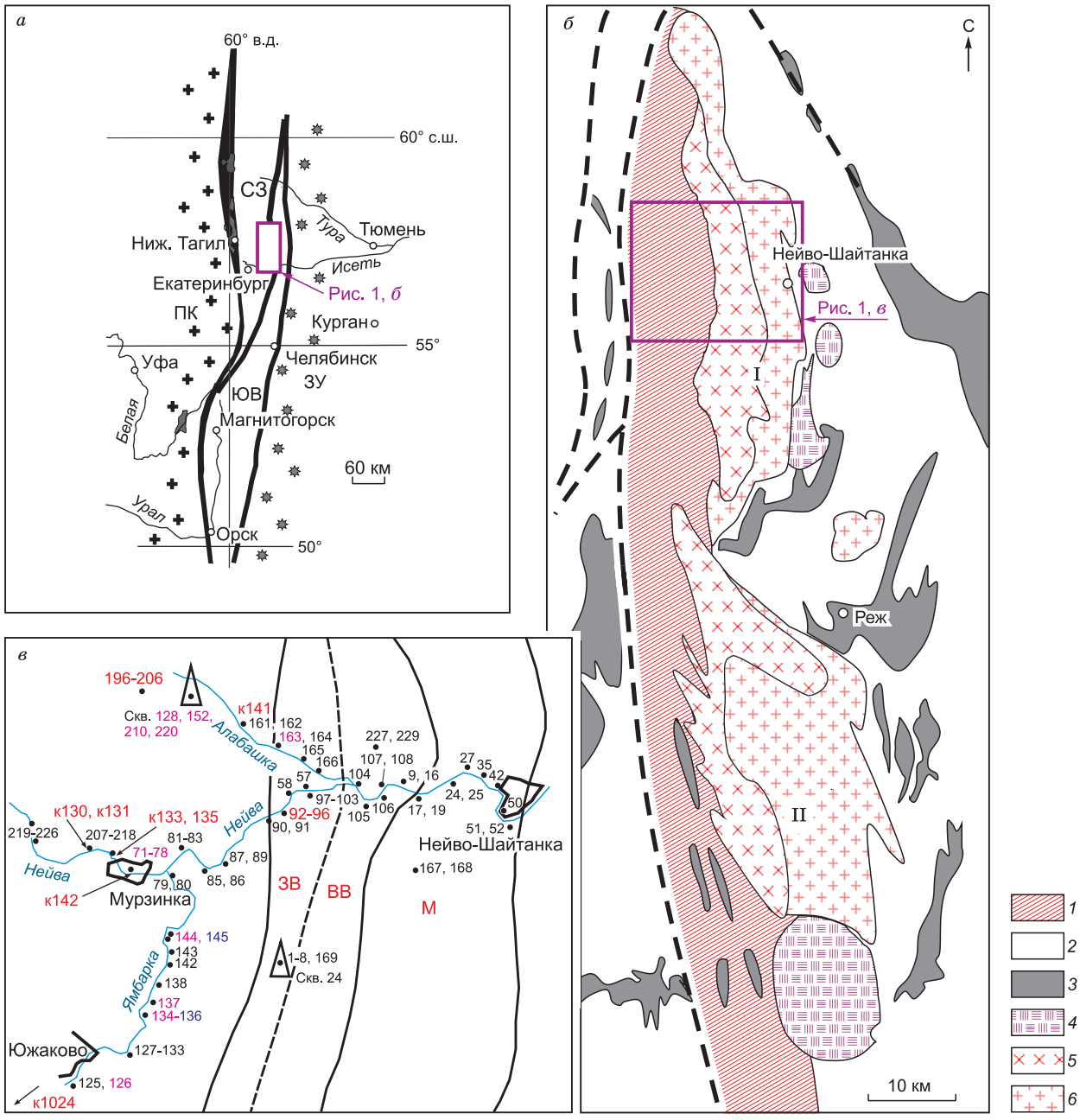

Рис. 1. Геологическое строение мурзинско-адуйского метаморфического комплекса и схема отбора образцов.

а — основные геологические структуры Урала: ПК — палеоконтинентальный сектор, ЗУ — Зауралье, СЗ и ЮВ — островодужно-континентальные мегаблоки [Ферштатер, 2013]; *б* — схема геологического строения района Мурзинского (I) и Адуйского (II) массивов. Составлена на основе геологической карты Урала под ред. И.Д. Соболева (1966 г.) с изменениями авторов. *1* — парагнейсы и ортогнейсы с прослоями мраморов, жильные граниты южаковского комплекса; *2* — S-D вулканогенно-осадочные породы; *3* — серпентиниты; *4* — каменноугольные тоналиты, гранодиориты и граниты; *5* — биотитовые граниты антипертитовые, существенно ортоклазовые с магнетитом, образованные за счет частичного плавления древних метаморфических толщ (ватихский комплекс); *6* — двуслюдяные микроклин-ортоклазовые граниты, кристаллизовавшиеся из магмы, образованной при мигматизации каменноугольных тоналитов и гранодиоритов (мурзинский комплекс); штриховая линия — тектонические нарушения; *в* — схема размещения образцов пород Мурзинского массива, упоминаемых в тексте, красным цветом выделены образцы, в которых измерены возрасты циркона (с индексом «к») и Rb-Sr и Sm-Nd изотопные параметры, линиями показаны контуры Мурзинского массива и в нем примерные площади развития гранитов западно-ватихского (ЗВ), восточно-ватихского (ВВ) подкомплексов и мурзинского (М) комплекса.

Таблица 1. **Содержание петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в метаморфических породах мурзинско-адуйского комплекса**

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
	к1024	217	220	220/50	73	71	196	210/43	128/22	127	134	144	61	68	93	24/110
SiO_2	69.7	59.03	67.66	78.3	49.30	55.34	55.38	62.17	66.49	57.17	62.50	70.55	70.15	70.81	68.94	69.00
TiO_2	0.93	1.16	0.85	0.31	2.31	1.47	0.82	0.71	0.63	0.90	0.98	0.31	0.26	0.24	0.38	0.36
Al_2O_3	12.9	21.45	13.25	7.19	17.91	18.19	15.23	14.91	14.35	18.53	16.09	15.90	14.66	15.07	15.34	15.55
Fe_2O_3	5.58	2.43	0.70	1.65	2.10	2.15	4.13	1.21	2.56	0.46	2.17	0.40	0.46	0.44	0.35	0.50
FeO	—	1.60	5.60	1.60	8.34	5.23	5.00	4.60	2.80	5.00	3.00	2.47	2.90	1.61	3.58	2.77
MnO	0.06	0.012	0.05	0.05	0.12	0.07	0.156	0.05	0.05	0.10	0.10	0.05	0.05	0.05	0.05	0.04
MgO	2.36	3.05	2.37	1.38	3.52	3.16	5.23	3.61	2.72	3.92	2.64	0.62	0.59	0.47	0.66	1.26
CaO	1.28	0.26	0.48	3.98	5.44	4.52	3.41	3.28	3.11	5.29	4.77	2.50	1.32	1.50	1.50	2.34
Na_2O	2.61	6.92	2.39	1.52	2.80	4.55	2.95	3.17	3.38	4.40	4.36	4.56	3.67	3.90	4.03	5.00
K_2O	3.49	3.04	5.30	2.27	3.95	2.75	3.02	4.25	2.41	2.39	2.00	1.51	4.65	4.28	3.65	2.18
P_2O_5	0.04	0.01	0.11	0.35	1.21	0.87	0.29	0.32	0.35	0.10	0.31	0.05	0.13	0.10	0.12	0.14
П.п.п	1.07	0.90	1.00	1.30	2.04	1.22	3.90	1.40	0.80	1.21	0.80	0.27	0.59	0.59	0.39	0.52
Сумма	100.01	99.87	99.76	99.9	99.04	99.87	99.52	99.68	99.64	99.47	99.71	99.19	99.43	99.06	98.99	99.97
Li	35.93	73.86	125.7	21.07	18.88	30.00	30.53	13.61	10.59	34.00	25.42	20.52	11.26	16.14	16.11	28.00
Rb	156	44.32	73.80	86.94	160.8	149.0	42.38	89.00	75.76	76.00	66.74	53.54	85.54	71.66	67.29	23.00
Cs	3.57	1.05	2.32	1.44	1.83	2.00	2.51	1.65	1.49	3.00	2.05	1.30	0.62	0.56	1.02	1.00
Be	2.70	6.66	1.78	2.98	1.75	3.00	1.05	1.41	1.34	3.00	2.21	2.14	1.67	1.69	1.89	2.00
Sr	246.7	43.82	70.81	95.27	1370	984.6	427.1	272.1	406.1	398.0	345.1	371.8	224.2	427.3	287.7	368.0
Ba	220.8	88.74	185.6	192.2	2527	1830	449.0	667.5	413.1	431.0	358.8	277.5	646.7	1755	1455	468.0
Sc	22.62	22.22	45.24	21.77	13.88	16.00	20.40	12.37	14.37	25.00	14.59	17.57	3.53	2.72	3.46	9.00
V	184.3	605.1	435.0	202.5	250.2	150.0	156.7	74.6	115.7	143.0	102.4	113.1	13.95	28.53	44.79	47.00
Cr	326.2	258.7	191.9	144.9	7.58	3.00	9.78	5.44	37.19	103.0	94.03	70.03	2.97	9.82	17.80	4.00
Co	17.55	39.74	24.80	27.70	17.46	15.00	14.93	12.56	13.82	21.00	16.83	19.38	2.16	3.06	4.67	5.00
Ni	61.96	56.31	57.32	133.1	18.18	18.00	12.77	4.93	22.11	55.00	124.9	47.89	2.44	9.62	14.68	2.00
Cu	9.34	35.19	18.47	765.8	28.87	36.00	142.1	98.78	126.9	8.00	27.81	20.81	7.37	17.73	28.30	28.00
Zn	144.4	29.76	83.68	113.8	140.7	143.0	70.34	73.87	57.18	76.00	64.35	61.98	46.34	71.47	70.50	54.00
Ga	27.49	46.22	33.45	17.87	23.39	16.00	12.96	14.38	14.10	20.00	18.58	18.51	20.26	18.00	19.60	16.00
Y	10.00	1.37	7.95	26.65	23.17	17.90	15.49	15.57	18.79	19.20	16.94	15.56	6.19	1.65	2.18	4.20
Nb	9.69	7.47	2.99	9.58	45.20	62.90	3.61	5.04	4.21	18.20	14.22	11.58	5.98	2.71	4.50	8.50
Ta	0.54	0.31	0.11	0.49	2.12	5.10	0.22	0.31	0.23	2.00	1.00	0.80	0.23	5.47	0.21	0.80
Zr	43.46	227.0	26.06	72.28	28.83	121.0	61.87	50.82	46.12	26.00	21.20	21.25	64.69	105.4	105.2	146.0
Hf	1.27	4.13	0.52	1.31	0.96	1.90	1.94	1.62	1.32	0.80	0.75	0.85	1.90	3.30	3.10	2.60
Mo	0.26	0.17	0.10	2.34	3.56	0.00	0.55	0.74	0.60	0.00	13.18	1.36	0.08	0.97	1.13	0.00
Sn	4.92	1.95	2.37	0.76	3.18	3.30	0.77	0.76	0.54	2.90	2.48	2.56	1.42	1.50	2.35	1.80
Tl	0.94	0.21	2.61	10.36	0.75	0.80	0.87	1.48	0.42	0.40	0.40	5.48	1.18	0.59	0.63	9.60
Pb	8.86	3.45	9.00	6.62	13.71	11.60	11.08	15.41	9.17	11.10	12.41	11.45	28.38	29.21	25.76	19.50
U	11.44	1.74	0.83	2.33	2.21	1.80	2.16	2.21	1.73	0.90	2.03	2.57	1.52	1.19	5.94	2.00
Th	9.9	0.42	1.12	4.78	11.35	15.20	5.00	5.69	4.75	3.00	6.59	4.19	25.50	21.82	17.30	9.00
La	15.15	0.68	5.23	20.36	108.5	59.40	16.83	18.00	19.54	16.50	18.98	19.22	52.36	20.46	22.31	27.70
Ce	27.79	1.65	13.36	39.91	231.7	140.9	34.21	37.46	41.16	34.30	39.09	34.18	88.00	54.16	43.27	48.80
Pr	3.13	0.29	1.90	4.96	21.65	17.20	4.16	4.58	5.23	4.10	4.56	4.62	11.70	4.22	4.81	4.90
Nd	11.44	1.30	8.75	19.11	83.39	67.70	17.01	19.52	22.06	16.30	17.05	17.04	40.32	14.01	16.32	16.40
Sm	2.14	0.35	2.09	3.83	13.45	11.86	3.81	4.24	4.91	3.65	3.52	3.41	6.19	1.92	2.34	2.45
Eu	0.69	0.07	0.38	0.66	3.15	2.91	0.96	1.03	0.96	1.10	1.05	1.13	0.77	0.57	0.67	0.64
Gd	1.93	0.31	1.79	3.60	8.17	8.78	3.67	3.77	4.35	3.46	3.28	3.21	3.57	1.11	1.34	2.08
Tb	0.29	0.05	0.24	0.52	1.00	1.04	0.53	0.54	0.62	0.59	0.53	0.48	0.41	0.11	0.14	0.22
Dy	1.8	0.31	1.30	3.18	5.25	4.21	3.24	3.32	3.77	3.38	3.19	2.99	1.98	0.48	0.64	0.92

Окончание табл. 1

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
	к1024	217	220	220/50	73	71	196	210/43	128/22	127	134	144	61	68	93	24/110
Ho	0.36	0.07	0.25	0.66	0.90	0.70	0.67	0.69	0.75	0.73	0.66	0.62	0.33	0.09	0.11	0.16
Er	1.03	0.21	0.73	1.94	2.29	1.72	2.01	1.93	2.14	2.07	1.98	1.81	0.79	0.26	0.34	0.48
Tm	0.15	0.04	0.11	0.28	0.28	0.20	0.29	0.26	0.28	0.33	0.27	0.25	0.09	0.04	0.04	0.06
Yb	0.97	0.28	0.71	1.78	1.60	1.13	1.91	1.59	1.72	1.94	1.83	1.68	0.48	0.22	0.27	0.32
Lu	0.14	0.04	0.10	0.25	0.20	0.13	0.30	0.24	0.25	0.28	0.27	0.25	0.06	0.03	0.04	0.04
W	0.12	7.81	0.30	0.65	0.55	—	0.37	0.66	0.74	—	1.86	0.55	0.09	0.47	1.11	—
Ge	1.66	3.24	2.35	2.08	1.15	—	0.91	0.79	0.90	—	1.02	1.04	0.89	0.70	0.72	—

Примечание. 1—4 — парагнейсы; 5, 6 — ортогнейсы повышенной щелочности; 7, 8, 9 — ортогнейсы Алабашского пегматитового поля; 10, 11, 12 — диопсид-роговообманково-биотитовые диоритогнейсы и биотитовый гранитогнейс района дер. Южаково; 13, 14, 15, 16 — биотитовые гранитогнейсы, представляющие реститы в западно-южаковских гранитах. Прочерк — нет определений.

Таблица 2. **Составы породообразующих минералов из гнейсов (мас. %)**

Минерал	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Сумма	Mg#	An	Ab	Or	*n*
Биотит-гранатовый гнейс с кордиеритом 220																
Bt	35.0	3.37	19.70	0.01	19.30	0.03	8.19	0.00	0.18	9.58	95.36	0.45	—	—	—	3
Kfs	64.8	—	18.90	0.07	0.02	0.04	—	0.06	1.87	13.50	99.33	—	1	16	83	4
Диопсид-биотитовый гнейс с графитом 152/50																
Bt	37.4	1.71	15.30	0.00	15.90	0.33	14.10	0.00	0.10	9.48	94.28	0.62	—	—	—	—
Bt	37.3	2.60	14.50	0.08	16.20	0.37	14.20	0.00	0.07	9.68	94.95	0.62	—	—	—	—
Hbl	49.9	0.29	4.93	0.10	13.40	0.89	13.60	12.30	0.56	0.42	96.38	0.66	—	—	—	—
Cpx	51.5	0.06	1.13	0.00	9.84	1.05	12.40	22.70	0.33	0.01	99.04	0.70	—	—	—	—
Pl	58.0	0.00	26.00	0.00	0.05	0.00	0.00	8.21	7.08	0.37	99.74	—	40	58	2	2
Pl	56.4	0.00	26.80	0.09	0.01	0.00	0.00	9.30	6.49	0.33	99.36	—	45	53	2	Н.д.
Диопсид-биотит-роговообманковый гнейс 71**																
Bt	35.9	5.25	12.57	—	20.92	0.39	11.45	0.50	0.16	8.44	95.54	0.49	—	—	—	—
Bt	34.5	4.90	13.04	—	21.56	0.22	11.24	0.56	0.14	8.49	94.87	0.48	—	—	—	—
Hbl	41.6	1.92	10.48	20.76	—	0.43	9.92	11.70	—	—	96.78	0.48	—	—	—	—
Диопсид-роговообманково-биотитовый гнейс 134																
Bt	36.5	3.85	14.40	0.07	19.70	0.19	10.70	0.13	0.06	8.59	94.17	0.50	—	—	—	—
Bt	37.0	4.73	13.80	0.03	19.60	0.23	10.80	0.00	0.08	9.40	95.67	0.51	—	—	—	—
Hbl	44.1	1.90	9.58	0.04	17.20	0.38	9.87	11.8	1.43	1.13	97.42	0.51	—	—	—	—
Cpx	51.5	0.12	1.34	0.02	11.40	0.59	11.80	22.5	0.43	0.00	99.63	0.65	—	—	—	—
Pl	61.4	0.00	24.00	0.06	0.03	0.06	0.00	6.02	7.94	0.41	99.93	—	30	67	3	4
Kfs	64.9	0.00	18.40	0.04	0.08	0.00	0.00	0.01	0.90	15.40	99.68	—	0	8	92	2
Kfs	65.3	0.00	18.20	0.06	0.08	0.00	0.00	0.00	0.60	16.00	100.20	—	0	5	95	2
Диопсид-роговообманково-биотитовый гнейс 127																
Bt	37.1	3.97	13.80	0.02	17.60	0.21	12.20	0.01	0.03	9.51	94.49	0.56	—	—	—	—
Bt	36.2	4.20	14.40	0.1	18.00	0.12	11.90	0.00	0.05	9.64	94.64	0.55	—	—	—	—
Hbl	43.9	1.41	8.93	0.12	15.80	0.44	11.20	11.7	1.23	1.10	95.77	0.56	—	—	—	3
Cpx	52.3	0.13	1.39	0.00	9.86	0.61	12.40	22.7	0.46	0.00	99.89	0.70	—	—	—	—
Pl	61.4	0.00	24.10	0.01	0.01	0.01	0.00	6.17	8.03	0.50	100.3	—	31	68	3	2
Pl*	61.9	0.03	23.22	0.00	0.07	0.00	0.00	6.02	7.94	0.52	99.67	—	30	68	3	—
Pl*	60.8	0.00	23.80	0.01	0.10	0.00	0.00	6.08	8.29	0.49	99.60	—	30	67	3	—
Kfs*	65.0	0.01	18.03	0.00	0.04	0.00	0.01	0.01	0.84	15.75	—	—	0	9	91	4
Kfs*	64.8	0.00	18.30	0.00	0.02	0.08	0.00	0.00	0.85	15.30	99.33	—	0	8	92	3

Примечание. Bt — биотит, Hbl — роговая обманка, Cpx — диопсид, Pl — плагиоклаз, Kfs — калишпат. *n* — количество замеров. Н.д. — данные отсутствуют.

*Отмечены составы плагиоклаза и калишпата в антипертите.

** Анализы биотита и роговой обманки выполнены для монофракций минералов.

правом берегу р. Нейва в пос. Мурзинка. Породы представлены биотитовыми и клинопироксен-рогово-обманково-биотитовыми разностями с характерным для всех метаморфитов мурзинского комплекса антипертитовым плагиоклазом An_{30-40}. Биотит (Mg# = 0.48—0.49), в отличие от этого минерала в парагнейсах, богат титаном, как и глиноземистая роговая обманка (Mg# = 0.49); клинопироксен, как и во всех других гнейсах независимо от их природы, беден титаном, глиноземом, натрием (см. табл. 2, обр. 71); обильны и разнообразны акцессорные минералы — магнетит, титанит, апатит, алланит. По химическому составу эти породы близки к так называемым вагнеритам (vaugnerites) — богатым калием базитовым или диоритовым по составу породам в варисцидах Западной Европы (массив Централь, Франция), которые сопровождают главную фазу корового гранитообразования и отражают вклад мантии в этот процесс [Sabatier, 1980, 1991; Scarrow et al., 2009]. С формированием вагнеритов исследователи связывают наиболее интенсивное, «катастрофическое» плавление коры [Couzinie et al., 2014].

3. Центральная часть ММК сложена преимущественно *ортогнейсами диорит-гранодиоритового состава* (см. табл. 1, ан. 7—9), местами с прослоями мраморов. В районе Алабашского пегматитового поля (см. рис. 1), где в процессе разведочных работ было пробурено много скважин, разрез представлен карбонатными породами (кальцифирами), переслаивающимися с биотитовыми гнейсами преимущественно диоритового состава и прорванными жилами гранитов и адамеллитов южаковского комплекса, которыми сложена примерно половина объема разреза [Орогенный…, 1994]. Метаморфический парагенезис кальцифиров — кальцит, доломит, флогопит, диопсид и графит; минеральный состав гнейсов — биотит, роговая обманка, иногда диопсид и ортопироксен, ортоклаз, антипертитовый плагиоклаз An_{40-60}, апатит, магнетит.

Граниты внедряются в уже метаморфизованные породы. Они рассекают гнейсовидность и содержат ксенолиты гнейсов и кальцифиров, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации. В контакте с жилами гранитов породы скарнированы. В таких участках появляются форстерит, порфиробласты диопсида, битовнит An_{70-90}, скаполит, пренит, происходит хлоритизация флогопита, в большом количестве встречаются апатит, титанит, сульфиды (пирит, халькопирит). Скарнирование относится к биметасоматическому типу и в гранитах проявлено развитием пренита, скаполита, реже диопсида. Мощность эндоскарновых зон достигает 0.5 м. В отличие от гранитов, пегматиты камерного типа (Мокруша и другие жилы) не оказывают заметного влияния на вмещающие породы и имеют с ними резкие контакты без заметных изменений с обеих сторон.

Южнее Алабашского пегматитового поля в районе дер. Южаково и по р. Ямбарка обнажены ортогнейсы, варьирующие по составу от диорито- до гранитогнейсов (см. табл. 1, ан. 10—12). Именно эти породы представляют собой наиболее распространенные метаморфиты ММК южнее р. Нейва. Породы сложены титанистым биотитом (Mg# = 0.50—0.56), глиноземистой роговой обманкой (Mg# = 0.51—0.56), диопсидом (Mg# = 0.65—0.70), антипертитовым плагиоклазом An_{30}, ортоклазом, кварцем (см. табл. 2. обр. 134, 127), акцессорные минералы те же, что и в гнейсах повышенной щелочности, но в меньшем количестве. Важно отметить, что состав антипертитов в плагиоклазе аналогичен составу обособленных зерен калишпата (обр. 127). Отсюда следует возможность образования последних в результате распада первично гомогенного тройного полевого шпата, свидетельствующая о высокотемпературных условиях образования пород.

Судя по особенностям химического состава, рассмотренные ортогнейсы образуют единую генетическую и формационную группу с гнейсами повышенной щелочности.

4. Самая восточная часть ММК сохранилась лишь в виде *ксенолитов гнейсов адамеллитового состава* в ватихских гранитах. Эти ксенолиты представляют собой реститы от процесса частичного плавления, в результате которого образовался расплав, слагающий западную часть Мурзинского массива. Адамеллитовый состав рестита (см. табл. 1, ан. 13—16) позволяет предположить существенно гранитный состав протолита, который испытал высокую степень частичного плавления. Характерные особенности минерального состава гнейсовых реститов — наличие антипертитового плагиоклаза An_{20-25} и ортоклазового калишпата.

Жильные граниты в гнейсах ММК

Как отмечалось, гнейсы ММК пронизаны большим количеством гранитных жил мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров, которые обособлены нами [Орогенный…, 1994] в южаковский комплекс.

Гранитоиды этого комплекса локализованы западнее Мурзинского массива в пределах метаморфического комплекса. Они не образуют крупных тел, но многочисленные жилы этих пород нередко преобладают по объему над вмещающими метаморфитами.

Ранние жилы (первое поколение) представлены биотитовыми гнейсовидными плагиогранитами (табл. 3, ан. 1—4), обычно собранными в пигматитовые складки (рис. 2). Породы состоят из антипертитового плагиоклаза An_{30-40}, кварца и красно-бурого высокотитанистого биотита. Редкий калишпат пред-

ставлен ортоклазом; акцессорные — апатит и титанит. Формирование плагиогранитов завершается маломощными плагиопегматитовыми обособлениями в виде жил и участков в плагиогранитах, за которыми следуют гнейсовидные или массивные граниты и адамеллиты с более высоким содержанием калия, оно в них колеблется в широких пределах, достигающих 2—3 % (см. табл. 3, ан. 3, 4). Следует отметить, что гнейсовидность подобных жил всегда совпадает с их простиранием, т.е., по-видимому, является сингенетичной и имеет, соответственно, другое направление по сравнению с предшествующими плагиогранитами.

Наибольшим распространением пользуются жилы второго поколения, представленные биотитовыми гранитами и адамеллитами с антипертитовым плагиоклазом An_{30-25}, пертитовым ортоклазом (см. табл. 3, ан. 5—11). Нередко в породах наблюдается гнейсовидность, направление которой не совпадает с гнейсовидностью в жилах первого поколения. Подобные соотношения повторяются во всех обнажениях и свидетельствуют о том, что формирование гранитов южаковского комплекса происходило в орогенных условиях: каждому законченному эпизоду гранитообразования, о завершенности которого свидетельствует наличие пегматитов, соответствовало свое направление стрессовых напряжений. Эпизоды тектонической и магматической активности совпадали. При этом необходимо заметить, что все жилы южаковского комплекса представляют собой внедренные интрузивные тела и мигматизации (частичного плавления) в связи с ними не наблюдается. Незначительное по объему развитие кварц-полевошпатовых обособлений в гнейсах, возможно, связанных с частичным плавлением, предшествует внедрению самых ранних жил южаковских гранитов.

Минеральные парагенезисы гранитов отвечают температуре 800—650 °С и давлению 5—8 кбар при соотношении $P_{H_2O} = 0.5P_{общ}$ [Орогенный…, 1994].

Мурзинский массив

Подробное описание массива и вещественного состава гранитов приведено в отдельных работах [Орогенный..., 1994; Ферштатер, 2013; Ферштатер и др., 2018]. Здесь же отметим, что массив представляет собой крутопадающее на восток тело мощностью около 10 км. В его подошве залегают среднепротерозойские породы ММК, а в кровле — вулканогенно-осадочные силурийско-девонские породы, метаморфизованные в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. Западная (нижняя) половина массива сложена биотитовыми антипертитовыми ($An_{25–20}$) ортоклазовыми магнетитсодержащими гранитами ватихского комплекса. Примыкающие к метаморфитам ММК граниты содержат ксенолиты более меланократовых пород адамеллитового состава, представляющие собой реститы, сохранившиеся при высокой степени частичного плавления, о чем говорилось выше. Граниты — продукты такого плавления — обладают определенной спецификой состава и выделены в западно-ватихский подкомплекс. Именно в этих гранитах наиболее ярко выражены черты сходства с южаковскими гранитами.

Граниты восточно-ватихского подкомплекса, залегающие восточнее, значительно более однородные по составу и приближаются по особенностям минералогии к двуслюдяным ортоклаз-микроклиновым с плагиоклазом $An_{12–18}$ гранитам мурзинского комплекса, слагающим восточную (верхнюю) половину массива. Вблизи кровли в гранитах возрастает количество жил аплитов и пегматитов, достигая 50—60 % объема. Сам контакт типично инъекционный: многочисленные апофизы гранитов, жилы аплитов и пегматитов пронизывают вмещающие породы, которые претерпевают сильные гидротер-

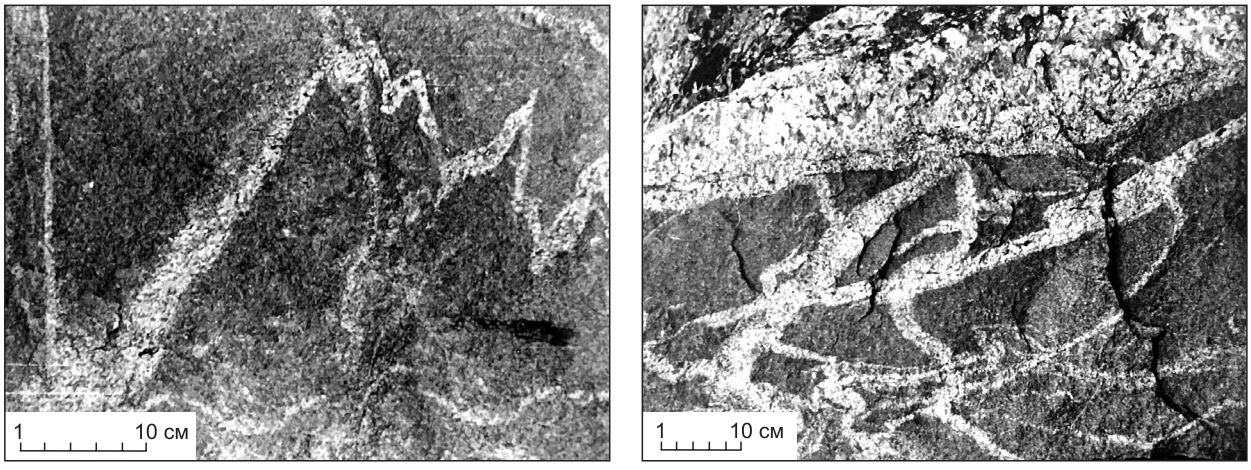

Рис. 2. Фото жильных гранитов южаковского комплекса в диоритогнейсах.

Водоспуск у дер. Южаково.

Таблица 3. **Содержание петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в жильных гранитах**

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
	114	112а	112б	210/50	128/52	152/13	220/38	84б	78	122	137	163	к130	к131	к141	к142
SiO_2	69.81	73.99	72.28	67.40	70.02	71.03	73.39	71.22	72.14	69.58	67.28	72.80	75.49	74.03	68.29	70.40
TiO_2	0.19	0.08	0.06	0.540	0.67	0.22	0.31	0.17	0.16	0.37	0.92	0.14	0.16	0.19	0.71	0.06
Al_2O_3	15.65	15.45	14.09	15.70	13.39	14.73	13.70	15.38	15.10	14.80	16.41	12.39	13.60	13.73	14.04	16.61
Fe_2O_3	1.12	0.45	0.53	1.42	2.05	1.08	1.52	0.26	0.17	0.60	0.11	1.08	0.27	0.48	0.55	0.32
FeO	2.55	0.80	3.98	2.10	2.10	0.40	0.40	2.61	1.27	2.66	2.27	1.00	0.72	1.52	3.99	0.75
MnO	0.05	0.05	0.05	0.02	0.02	0.01	0.01	0.05	0.05	0.05	0.05	0.008	0.01	0.04	0.03	0.02
MgO	0.61	0.26	0.24	1.05	1.39	0.32	0.50	0.35	0.38	0.71	0.34	0.27	0.16	0.23	1.42	0.13
CaO	4.19	2.67	1.87	3.34	1.68	1.43	1.25	1.66	1.63	1.65	1.67	1.06	1.34	1.34	1.58	0.48
Na_2O	3.69	4.56	4.03	4.07	3.17	2.60	2.59	3.12	3.91	3.75	3.35	2.64	3.33	4.03	2.52	3.27
K_2O	0.69	0.67	2.20	2.92	4.99	5.90	5.83	4.60	3.89	3.73	6.21	6.46	4.64	3.78	5.60	7.05
P_2O_5	0.12	0.05	0.05	0.119	0.131	0.061	0.102	0.05	0.05	0.11	0.33	0.063	0.01	0.04	0.36	0.00
П.п.п	1.01	0.16	0.43	1.20	0.30	2.20	0.40	0.44	0.10	0.63	0.24	1.70	0.21	0.44	0.48	0.83
Сумма	99.73	99.19	99.81	99.88	99.90	99.98	100.0	99.91	98.85	98.64	99.18	99.63	99.94	99.83	99.57	99.93
Li	13.00	43.45	31.63	18.12	9.87	6.57	13.10	10.07	6.34	31.73	10.00	10.73	9.83	10.04	10.43	1.40
Rb	14.00	2.62	26.27	33.68	83.41	90.21	83.11	48.55	54.10	26.22	95.16	98.08	48.23	74.84	85.80	90.34
Cs	0.00	0.42	0.25	0.30	0.55	0.58	0.29	0.47	0.38	1.36	0.73	0.62	0.35	1.21	0.58	0.27
Be	1.00	9.59	5.24	1.49	1.35	0.76	1.70	0.88	3.08	3.24	1.39	1.32	1.48	1.35	0.49	0.57
Sr	533.0	177.9	283.7	212.6	413.1	304.1	315.7	803.2	623.0	146.4	304.4	216.9	246.1	107.7	285.0	249.2
Ba	78.00	104.4	349.8	1323	1303	2147	2057	1877	1534	990.1	2072	800.2	379.4	359.0	1417	802.8
Sc	10.00	15.89	6.50	4.53	5.03	1.78	6.20	1.14	3.29	5.71	2.63	3.97	1.08	2.56	4.94	0.62
V	20.00	18.48	18.38	44.55	47.90	7.69	23.63	9.00	7.78	55.29	10.49	13.30	9.75	6.34	62.15	3.58
Cr	0.00	22.30	27.44	6.74	4.95	1.11	5.33	3.83	4.80	22.57	1.83	2.05	470.8	7.08	4.71	6.49
Co	2.00	3.44	4.09	5.21	4.90	1.09	3.15	1.40	2.35	6.80	1.68	1.58	5.32	1.92	7.51	1.49
Ni	0.00	32.74	24.39	3.14	2.89	0.95	2.65	3.19	7.72	14.77	2.79	2.20	28.84	8.98	4.92	8.91
Cu	1.00	12.60	50.38	8.50	9.70	7.51	10.62	10.13	9.45	18.06	5.02	5.18	6.19	8.15	95.74	23.06
Zn	27.00	33.85	42.14	86.88	66.58	47.28	90.07	49.59	39.78	97.81	55.89	53.56	19.62	30.68	70.08	24.05
Ga	16.00	39.89	28.51	25.89	20.16	15.17	25.93	15.06	24.06	31.46	17.92	19.81	14.29	15.73	17.59	14.01
Y	8.00	1.61	0.72	1.01	3.61	2.66	3.55	2.17	1.68	1.41	17.97	2.33	0.41	2.22	7.25	0.49
Nb	4.30	4.65	1.38	11.13	7.89	4.12	6.55	0.87	2.50	9.71	5.23	8.80	1.45	6.39	9.30	0.75
Ta	1.90	0.18	0.07	0.22	0.28	0.12	0.11	0.07	0.10	0.27	0.22	0.33	0.03	0.29	0.30	0.04
Zr	14.00	47.21	24.03	140.1	55.28	58.17	355.2	83.77	45.24	271.1	263.9	50.26	43.65	75.61	194.4	22.92
Hf	0.30	1.41	0.60	1.85	1.35	1.26	4.74	2.15	1.74	4.39	7.80	1.67	1.48	2.37	4.21	1.12
Mo	0.00	2.94	1.69	2.31	1.41	1.78	2.14	0.05	0.38	0.51	0.17	0.35	0.57	0.65	0.38	0.76
Sn	0.20	1.61	1.98	0.34	1.18	0.38	0.21	0.53	0.98	2.45	0.72	0.53	0.41	2.11	0.50	0.52
Pb	6.60	15.47	19.14	14.59	16.35	17.62	18.55	22.09	32.08	21.33	43.35	28.21	21.67	29.48	13.05	30.89
U	0.20	0.39	0.44	0.42	1.02	0.56	1.05	1.23	0.66	1.38	3.46	0.72	0.54	1.89	1.35	0.26
Th	0.50	1.98	1.95	2.49	24.74	33.83	13.75	7.53	10.43	6.33	30.51	26.69	1.23	5.27	31.00	0.13
La	5.40	0.58	1.25	3.92	101.6	106.9	36.23	7.61	10.80	5.03	52.41	44.50	4.79	8.22	148.2	1.43
Ce	16.70	1.69	2.48	9.26	184.7	203.3	89.77	16.36	27.40	12.31	135.9	92.61	5.93	15.68	230.3	2.09
Pr	1.50	0.22	0.37	1.03	14.71	16.85	7.22	1.93	2.84	1.24	13.00	9.78	0.87	1.92	26.68	0.22
Nd	6.10	0.95	1.40	3.80	46.62	53.27	23.18	7.40	10.70	4.44	49.54	30.78	2.94	6.94	86.75	0.76
Sm	1.35	0.32	0.34	0.65	5.23	5.92	2.88	1.38	2.10	0.81	10.38	4.09	0.42	1.30	9.94	0.13
Eu	0.68	0.19	0.23	0.19	1.32	1.24	0.49	0.48	0.83	0.22	1.72	1.04	0.28	0.29	1.49	0.50
Gd	1.37	0.34	0.23	0.42	2.29	2.39	1.43	0.86	1.37	0.50	8.12	2.02	0.28	0.96	5.64	0.14
Tb	0.22	0.05	0.03	0.05	0.22	0.22	0.14	0.10	0.15	0.06	1.03	0.19	0.02	0.10	0.33	0.02
Dy	1.31	0.29	0.17	0.27	0.94	0.89	0.66	0.52	0.67	0.28	5.28	0.86	0.09	0.50	1.79	0.09
Ho	0.29	0.05	0.03	0.05	0.14	0.13	0.12	0.09	0.10	0.05	0.91	0.13	0.02	0.09	0.29	0.02
Er	0.86	0.15	0.08	0.12	0.35	0.31	0.29	0.26	0.26	0.13	2.23	0.33	0.04	0.25	0.74	0.05
Tm	0.14	0.02	0.01	0.02	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.02	0.26	0.04	0.01	0.04	0.10	0.01
Yb	0.89	0.14	0.08	0.10	0.24	0.18	0.27	0.22	0.17	0.13	1.44	0.25	0.05	0.23	0.59	0.06
Lu	0.14	0.02	0.01	0.02	0.03	0.02	0.04	0.04	0.03	0.02	0.21	0.03	0.01	0.04	0.10	0.01

Примечание. 1—16 — пояснения см. в тексте.

мальные преобразования — ослюденение, окварцевание, альбитизацию и калишпатизацию. Давление при формировании гранитов 3—4 кбар, $P_{H_2O} = P_{общ}$, температура кристаллизации составляет 650—630 °С [Орогенный…, 1994].

Возраст и изотопные параметры

На микроанализаторе SHRIMP-IIe/mc (Университет г. Гранада, Испания) в двух пробах гнейсов (к133 и к1024) и в пяти пробах южаковских жильных гранитов (к130, к131, к135, к141 и к142), было исследовано 209 зерен (табл. 4, 5). Изученные цирконы из гнейсов и прорывающих их жильных гранитов образуют семь возрастных групп (млн лет): I — 1588 ± 20 (среднее из 9), II — 1060 ± 28 (6), III — 530 ± 11 (19), IV — 380 ± 6 (19), V — 330 ± 9 (12), VI — 276 ± 3 (67), VII — 260 ± 3 (72), первые четыре из которых представляют собой, по-видимому, цирконы из гнейсов, в разной мере переработанные, а три последние — те цирконы, которые возникли в процессе гранитообразования (рис. 3). Цирконы I—IV групп, светлые в катодолюминесценции (CL), характеризуются небольшими размерами (обычно не более 0.1 мм), изометричными очертаниями, пятнистой или секториальной зональностью, часто корродированы и по своей морфологии сходны с цирконами гранулитовой фации [Краснобаев, 1986]. Они образуют как отдельные обособленные зерна, так и участки в зональных зернах, что свидетельствует о дискретном преобразовании какого-то первичного циркона в связи с событиями, имевшими место в соответствующие интервалы времени. Три молодые группы цирконов образуют либо каймы, либо обособленные зерна с хорошей осцилляционной зональностью.

Важно отметить, что в гнейсах и большинстве проб гранитов (за исключением к141, к142) встречаются цирконы всех отмеченных возрастных групп (см. рис. 3), что является однозначным доказательством заимствования гранитами циркона гнейсов, с одной стороны, и развития в гнейсах «гранитного» циркона, — с другой.

Наиболее однородными и близкими по возрасту циркона к гранитам Мурзинского массива [Montero et al., 2000; Gerdes et al., 2002] являются граниты к141 и к142 (см. табл. 4). В них резко преобладают темные в CL (богатые ураном) призматические зональные зерна (рис. 4), образующие две возрастные группы — около 280 и 260 млн лет. Даже в тех случаях, когда цирконы содержат светлые в CL, бедные ураном ядра, по внешнему виду сходные с теми, что широко распространены в цирконах из гнейсов, где они имеют раннепалеозойские или протерозойские возрасты, возрастные различия между ядром и каймой не фиксируются. В отличие от цирконов из гранитов собственно Мурзинского и Адуйского массивов, которые, как правило, имеют темные, богатые ураном оторочки, в жильных южаковских гранитах внешние каймы часто имеют более светлую окраску (зерна 1, 19, 25 в пр. к141 и зерно 18 в пробе пегматоидного гранита к142, см. рис. 4). Цирконы имеют магматический облик и, по всей вероятности, кристаллизовались из расплава.

В гранитах к130 и к131 (рис. 4) многие цирконы характеризуются наличием светлых (сильная CL) ядер с пятнистой или секториальной зональностью. Цирконы образуют семь возрастных групп, отмеченных выше, каждая из которых (за исключением самой ранней) образует как ядра, так и каймы вокруг более ранних цирконов. Зерна I—III групп обычно имеют небольшие размеры (до 0.05—0.07 мм), сглаженные изометричные формы, часто корродированы более поздней разновидностью. В граните к135 хорошо проявлена возрастная группа 375—420 млн лет, представленная светлыми в CL слабозональными зернами, которые цементируют мезопротерозойский циркон 1635 млн лет и сами окружены каймами с возрастом 260—280 млн лет.

Наиболее распространенные среди вмещающих пород биотит-роговообманковые диоритогнейсы (к133) содержат «гранитные» цирконы, образующие те же возрастные кластеры 280 и 260 млн лет, что и в гранитах (см. рис. 3, табл. 5). Они представлены как отдельными таблитчатыми зональными зернами, так и каймами

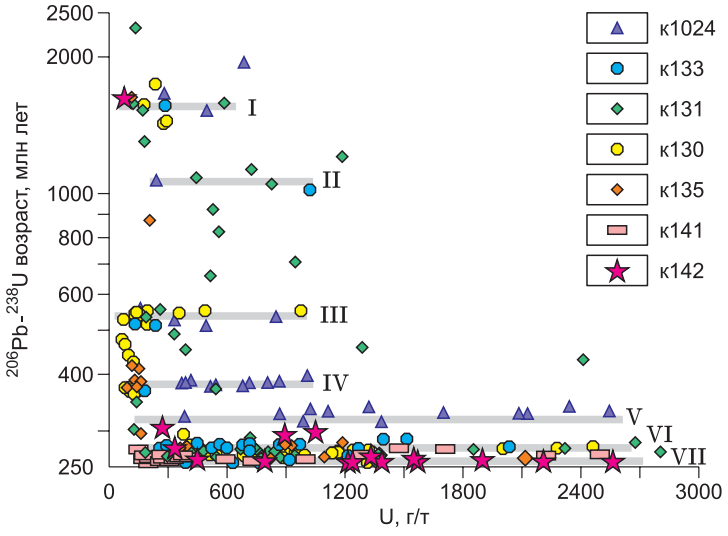

Рис. 3. Диаграмма ^{206}Pb-^{238}U возраст—содержание урана в цирконе гнейсов и южаковских гранитов.

I—VII — усредненные значения возраста соответствующих групп циркона.

Таблица 4. **Изотопные параметры и возрасты (млн лет) циркона из жильных гранитов (южаковский комплекс)**

Группа	№ зерна	г/т			Th/U	Изотопные отношения, откорректированные по ^{208}Pb							Возрасты, откорректированные по ^{208}Pb						
		U	Th	^{206}Pb		$^{207}Pb/^{206}Pb$	±	$^{206}Pb/^{238}U$	±	$^{207}Pb/^{235}U$	±	Rho	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±	$^{206}Pb/^{238}U$	±	$^{207}Pb/^{235}U$	±	*D*, %
к130 (2.1 км ниже дер. Луговая)																			
VI	19.1	465.5	51.3	17.5	0.11	0.05406	0.001	0.04346	0.001	0.32394	0.009	0.397	373.5	51.2	274.2	4.1	284.9	7	3.8
III	19.2	74.2	54.7	5.6	0.76	0.06044	0.009	0.08615	0.002	0.71791	0.107	0.104	619.5	290	532.7	11	549.4	65.4	3
III—IV	1.2	65.3	39.3	4.4	0.62	0.04436	0.003	0.07619	0.001	0.46597	0.03	0.214	0	0	473.4	8.7	388.4	20.9	21.8
VII	1.1	511.6	82.8	18.7	0.17	0.05411	0.001	0.04222	0.001	0.31496	0.007	0.482	375.7	33.2	266.6	3.6	278	5	4.2
к131 (2.1 км ниже дер. Луговая)																			
I	8	134.6	77.9	50.4	0.59	0.18604	0.004	0.43172	0.008	11.0745	0.322	0.482	2707.5	34.8	2313.5	38	2529.4	27.5	8.6
»	9	114.3	73.2	28.1	0.66	0.10152	0.002	0.28372	0.004	3.97151	0.106	0.388	1652.1	40.8	1610.1	20.6	1628.4	21.9	1.2
»	35	171.3	73.3	39.7	0.44	0.1152	0.002	0.26735	0.005	4.24667	0.104	0.514	1883.1	30	1527.3	23.9	1683.1	20.4	9.2
II	12	529	89.5	70.5	0.17	0.06894	0.001	0.15256	0.003	1.45009	0.038	0.564	896.9	32.8	915.3	17.7	909.9	16	–0.6
II—III	39.3	559.2	201.4	66	0.37	0.05002	0.003	0.1303	0.003	0.89863	0.056	0.27	195.9	130	789.6	17.6	651	30.7	21.2
IV	7	2412	998.9	144.6	0.42	0.05168	0.002	0.06847	0.001	0.48791	0.018	0.314	271.3	73.4	426.9	6.6	403.5	12.3	–5.8
VI	3	184.9	3.8	6.9	0.02	0.053	0.001	0.0428	0.001	0.31277	0.009	0.585	328.9	37.8	270.2	6.4	276.3	7.2	2.2
VII	15	751.3	174	29	0.24	0.05068	0.005	0.0418	0.001	0.29212	0.028	0.111	226.5	206	264	3.9	260.2	22.3	–1.4
»	16	870.9	125.4	31.4	0.15	0.05173	0.001	0.04157	0.001	0.29652	0.008	0.416	273.3	52	262.6	4.3	263.7	6.7	0.4
»	39.1	547.8	86.3	19.8	0.16	0.05288	0.001	0.04183	0.001	0.30494	0.012	0.508	323.5	61.6	264.1	7.1	270.2	9.3	2.2
»	39.2	296.2	56.3	10.8	0.19	0.05336	0.001	0.04184	0.001	0.30788	0.007	0.389	344.3	45	264.3	3.5	272.5	5.8	3
к141 (бывшая дер. Верхняя Алабашка)																			
VI	24.1	1476	121.6	56	0.08	0.05175	0	0.04386	0.001	0.31294	0.005	0.585	274.5	20.2	276.7	3.6	276.5	4	0
»	24.2	154.6	72.3	5.9	0.48	0.05469	0.002	0.04386	0.001	0.33071	0.016	0.274	399.5	94.6	276.7	4.9	290.1	12	4.6
VII	1	2228	391	80.8	0.18	0.05293	0.001	0.04192	0.001	0.30593	0.007	0.599	325.7	28.2	264.7	5	271	5.6	2.4
»	19	2495	1599	91.4	0.66	0.05192	0.002	0.04232	0.001	0.30297	0.012	0.267	282.1	80	267.2	3.8	268.7	9.2	0.6
»	25	311.7	56.2	11.1	0.18	0.05464	0.002	0.04121	0.001	0.31045	0.012	0.449	397.3	67.8	260.3	6.3	274.5	9.6	5.2
к142 (дер. Мурзинка, правый берег р. Нейва)																			
VII	15	1230.4	140.1	42.8	0.12	0.05172	0	0.04022	0	0.28679	0.004	0.533	272.9	17.6	254.2	2.3	256	2.8	0.8
»	18	792.6	361.1	28.1	0.47	0.05108	0.001	0.04102	0	0.28892	0.007	0.218	244.7	54.2	259.2	2	257.7	5.8	–0.6
»	2	1377.3	202.5	47.9	0.15	0.05139	0.001	0.04021	0.001	0.28492	0.007	0.6	258.5	29.6	254.1	5	254.6	5.5	0.2
»	20.1	1331.9	107.1	48.8	0.08	0.05083	0.001	0.04137	0.001	0.28991	0.008	0.354	233.1	53	261.3	3.4	258.5	6.2	–1
»	20.2	272.5	30.6	12.9	0.12	0.04804	0.016	0.04201	0.001	0.27823	0.091	0.071	101.1	—	265.3	8.4	249.3	75.2	–6.4

Примечание. Зерна из гранита к130 19.1, 19.2 и все зерна из гранитов к131, к141 и к142 показаны на рис. 2. Всего в пр. к130 измерено 43 зерна, в пр. к131 — 44 зерна, в пр. к141 — 25 зерен и в пр. 142 — 20 зерен. Rho — коэффициент корреляции отношений $^{207}Pb/^{235}U$—$^{206}Pb/^{238}U$, *D* — дискордантность.

Таблица 5. **Изотопные параметры и возрасты (млн лет) циркона из гнейсов ММК**

Группа	г/т				Th/U	Изотопные отношения, откорректированные по ^{208}Pb							Возрасты, откорректированные по ^{208}Pb						
	N	U	Th	^{206}Pb		$^{207}Pb/^{206}Pb$	±	$^{206}Pb/^{238}U$	±	$^{207}Pb/^{235}U$	±	Rho	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±	$^{206}Pb/^{238}U$	±	$^{207}Pb/^{235}U$	±	*D*, %
к1024 (плотина в дер. Бызово)																			
I	8	687.1	320.6	209.8	0.48	0.12091	0.001	0.35224	0.005	5.87213	0.111	0.573	1970	19.2	1945	25.4	1957	16.5	0.6
»	7	280.5	62.5	71.6	0.23	0.10269	0.001	0.29338	0.004	4.15404	0.083	0.536	1673	23.6	1658	21.8	1665	16.5	0.4
»	18	498	218.4	115.1	0.45	0.09415	0.002	0.26675	0.004	3.46289	0.075	0.464	1511	30.2	1524	19.1	1519	17.3	–0.4
II	21	240.1	66.2	37.6	0.28	0.08538	0.002	0.18053	0.007	2.12521	0.096	0.576	1324	51.4	1070	35.9	1157	31.8	7.6
III	12	849.6	207.2	63.8	0.25	0.05609	0.001	0.08658	0.002	0.66958	0.020	0.455	456	51	535	9.9	521	12.5	–2.8
IV	16	866.9	395.8	46.4	0.47	0.05477	0.001	0.06181	0.001	0.46684	0.013	0.318	403.1	53.8	386.6	4.5	389	8.9	0.6
»	11	714.3	228.2	37.9	0.33	0.05292	0.001	0.06131	0.001	0.44738	0.010	0.411	326	39	384	4.6	375	6.8	–2.2
»	1	806.1	236.1	42.9	0.3	0.05418	0.001	0.06145	0.001	0.45904	0.009	0.464	378.5	31.8	384.5	4.7	383.6	6.2	–0.2
»	13	370.3	94.3	19.7	0.26	0.05384	0.001	0.06143	0.001	0.45602	0.009	0.423	364.3	33.6	384.3	4.2	381.5	6.1	–0.8
V	29	1025	604.8	51.1	0.56	0.05307	0.001	0.05293	0.001	0.38733	0.010	0.293	331.9	54.4	332.5	3.6	332.4	7.7	0
»	25	867.7	495.4	39.4	0.59	0.05339	0.003	0.05244	0.001	0.38605	0.020	0.309	345.3	103	329.5	7.2	331.5	14.9	0.6
к133 (западная окраина дер. Мурзинка)																			
I	7.2	284.1	58.5	66.6	0.21	0.16075	0.004	0.2713	0.008	6.01334	0.242	0.528	2464	45.2	1547	40.7	1978	35.7	22
III	7.3	133.3	68.7	9.9	0.53	0.05771	0.003	0.08565	0.002	0.68145	0.035	0.343	519	95.8	530	12.4	528	21.4	–0.4
VII	7.1	383.6	132.8	13.4	0.36	0.05143	0.001	0.04015	0.000	0.28473	0.007	0.338	260	49	254	2.9	254	5.6	0.2
III	16	202.3	163.6	14.4	0.83	0.06	0.003	0.08259	0.002	0.68332	0.038	0.235	604	111	512	9.1	529	23.4	3.2
VI	10	1397	297.3	55.3	0.22	0.05164	0.001	0.04572	0.000	0.32552	0.007	0.374	269.3	38.8	288.2	3	286.1	5.1	–0.8
»	5	870.5	200.2	34.1	0.24	0.05206	0.001	0.04517	0.001	0.32427	0.008	0.526	288.1	36.4	284.8	4.9	285.2	6	0.2
»	11	730.3	158.2	27.8	0.22	0.05302	0.001	0.04399	0.001	0.32156	0.007	0.477	330	33.4	278	3.7	283	5.1	2
»	15	572.3	57.9	21.9	0.1	0.0514	0.001	0.04409	0.000	0.31248	0.007	0.361	258.7	40.4	278.2	2.9	276.1	5.1	–0.8
VII	9.1	626.8	89.9	22	0.15	0.05132	0.001	0.04052	0.000	0.28673	0.005	0.39	255	35.8	256	2.6	256	4.4	0
»	9.2	741.3	178	26	0.25	0.05114	0.001	0.04046	0.001	0.28528	0.006	0.506	247	32	256	3.6	255	4.5	–0.4
»	21	4404	171.1	163	0.04	0.05048	0.000	0.04111	0.001	0.28615	0.004	0.659	217.1	10.2	259.7	3.3	255.5	3.2	–1.6
»	7	383.6	132.8	13.4	0.36	0.05143	0.001	0.04015	0.000	0.28473	0.007	0.338	260.1	49	253.8	2.9	254.4	5.6	0.2

Примечание. $D = (^{207}Pb/^{205}U — ^{206}Pb/^{208}U)/^{207}Pb/^{205}U)\cdot 100$ для всех зерен меньше 3, за исключением к1024-21 (7.6) и к133-7.2 (22). Зерна из гнейса к1024 11, 12, 18, 21, 7 и 8 и из гнейса к133 11, 16, 7.1, 7.2, 7.3, 9.1 и 9.2 показаны на рис. 4. Всего в пр. к1024 измерено 30 зерен и в пр. к133 — 25 зерен.

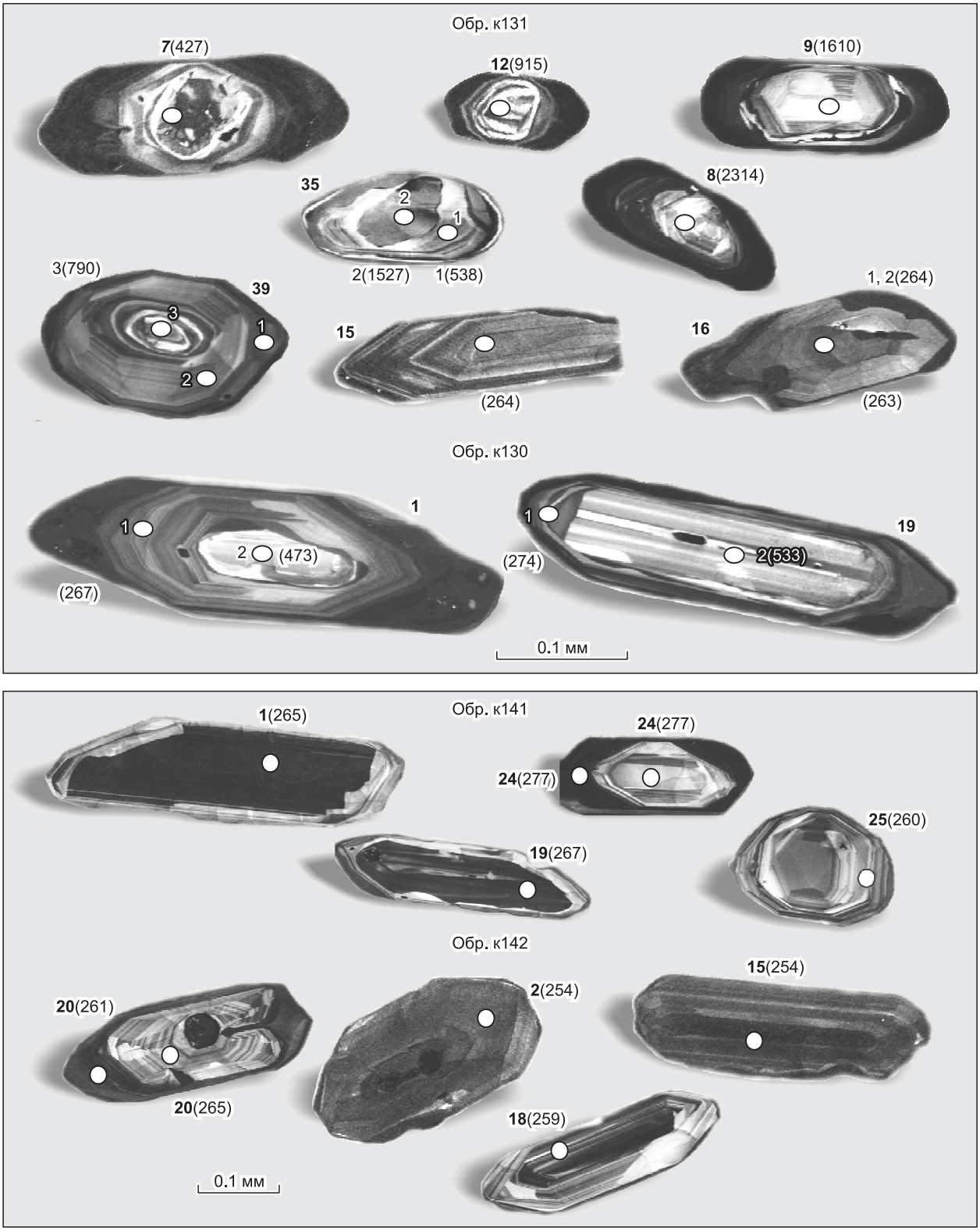

Рис. 4. Катодолюминесцентные изображения зерен циркона в гранитах южаковского комплекса к131, к130, к141, к142.

Цифры — номера зерен (см. табл. 4), цифры в скобках — возраст, млн лет. Положение точек измерений показано кружками.

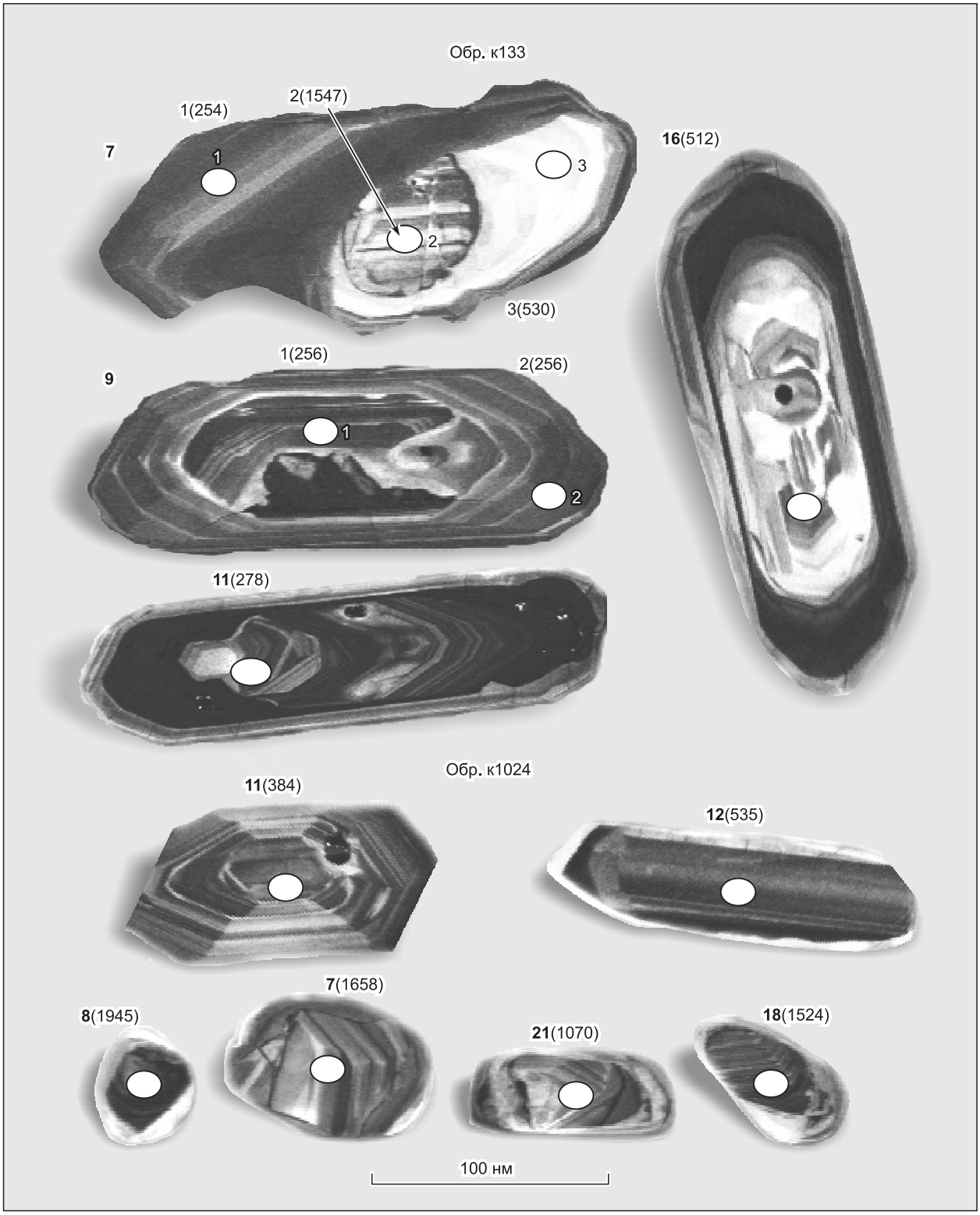

Рис. 5. Катодолюминесцентные изображения зерен циркона из гнейсов к133 и к1024.

Обозначения те же, что на рис. 4, номера зерен см. в табл. 5.

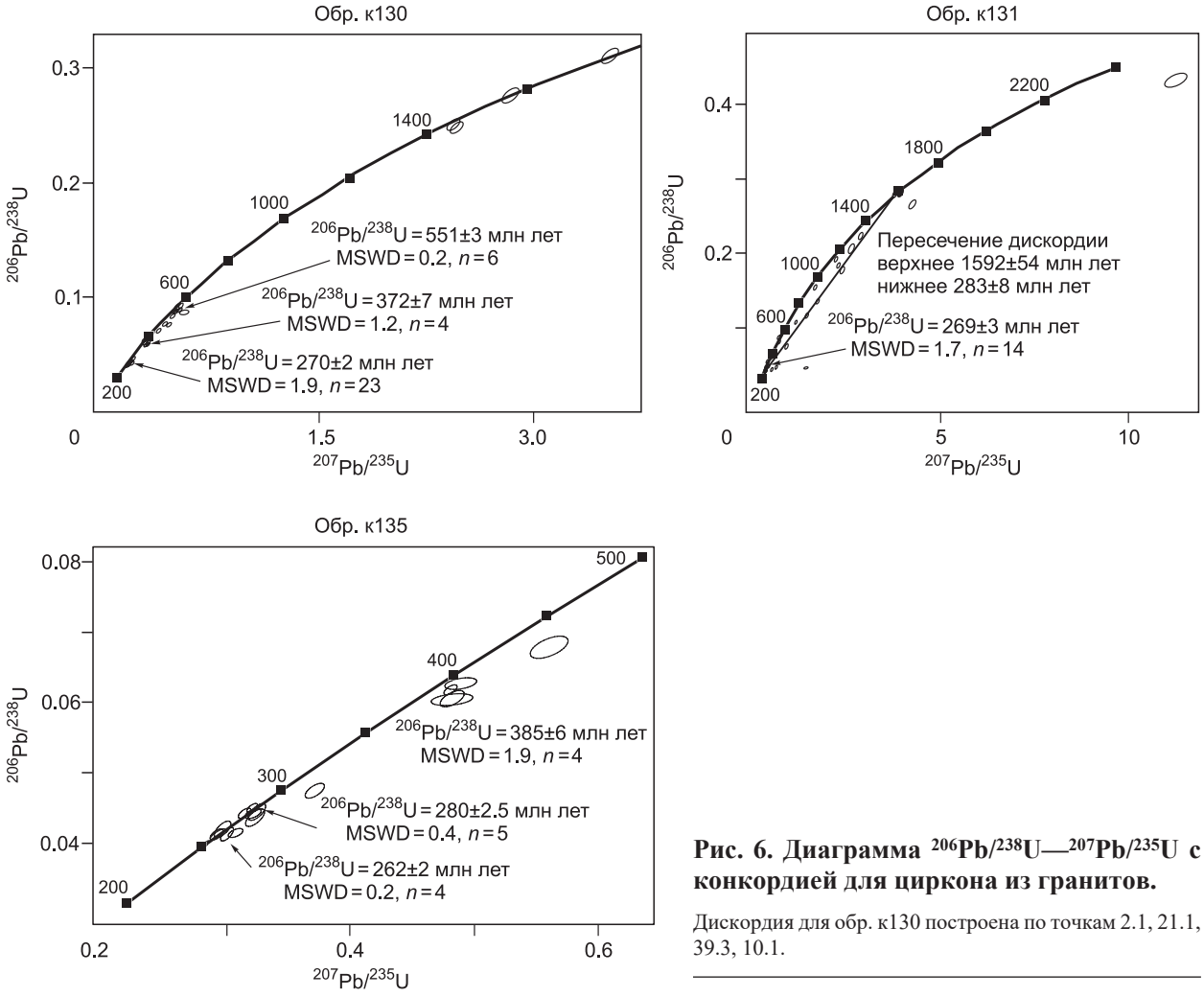

Рис. 6. Диаграмма $^{206}Pb/^{238}U$—$^{207}Pb/^{235}U$ с конкордией для циркона из гранитов.

Дискордия для обр. к130 построена по точкам 2.1, 21.1, 39.3, 10.1.

вокруг цирконов с возрастом 1547 и 512—530 млн лет (рис. 5). В биотитовом гнейсе к1024, расположенном в западной части ММК на наибольшем удалении от Мурзинского массива, гранитные цирконы VI и VII групп отсутствуют, а преобладают цирконы IV и V групп с возрастом 385 ± 4 и 332 ± 3 млн лет, образование которых, по-видимому, связано с импульсами палеозойского метаморфизма, находящими свое отражение в породах южной части ММК [Вишнякова и др., 2017; Ферштатер и др., 2018]. Протерозойские цирконы в гнейсах принадлежат группам I—III и образуют как ядра, так и каймы (см. рис. 5, обр. к133, зерна 7, 16). Широким развитием в гнейсах пользуются мелкие округлые зерна гранулитового облика, отмеченные выше (см. рис. 5, обр. к1024, зерна 7, 8, 18, 21).

Распределение измеренных зерен циркона относительно конкордии на диаграммах $^{207}Pb/^{235}U$—$^{206}Pb/^{238}U$ и расчеты возрастов отдельных кластеров цирконовых зерен из гранитов и гнейсов приведены на рис. 6 и 7 соответственно.

Результаты изучения циркона из гнейсов свидетельствуют, что измеренные возрасты фиксируют разные стадии преобразования пород, тогда как наличие мезопротерозойских цирконов указывает, по-видимому, на соответствующий возраст самих гнейсов. Наличие в жильных гранитах тех же возрастных и морфологических групп циркона, что и во вмещающих гнейсах, отражает, по-видимому, ксеногенную природу циркона I—III возрастных групп, с одной стороны, и совместные эпохи цирконообразования групп IV—VII, — с другой.

Sm-Nd возрасты гнейсов и жильных гранитов южаковского комплекса (табл. 6, рис. 8) также фиксируют, по-видимому, некие промежуточные этапы становления пород, которые не поддаются надежной интерпретации. Ортогнейсы III группы, преобладающие в центральной части ММК, имеют Rb-Sr возраст 923 ± 17 млн лет при первичном отношении $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.70037 ± 0.00013 (см. рис. 8). $\varepsilon_{Nd}(1000)$ колеблется от 5 до 20, что наряду с низким содержанием радиогенного стронция свидетельствует о мантийном источнике гнейсов. Изотопные параметры гранитов колеблются в широких пределах, но пробы, отобранные примерно с одного места (скважины Алабашского пегматитового поля), образуют

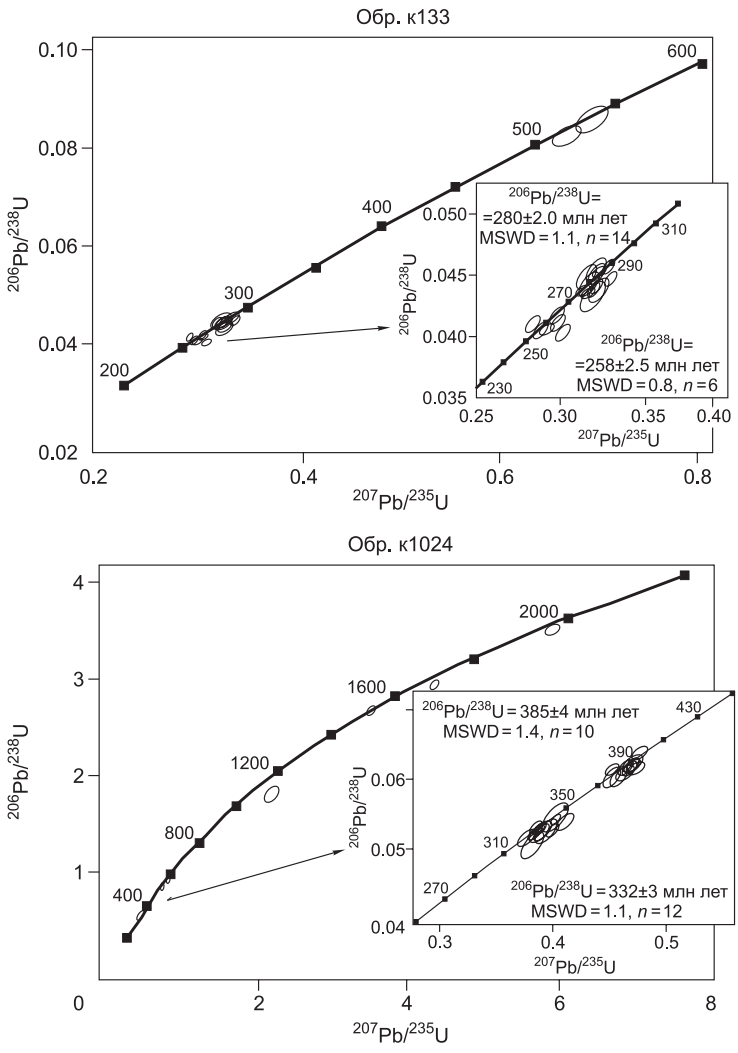

Рис. 7. Диаграмма $^{206}Pb/^{238}U$—$^{207}Pb/^{235}U$ с конкордией для циркона из гнейсов к133 и к1024.

изохрону с возрастом 457 ± 9.8 млн лет и $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.71110 ± 0.00012. Подобное высокое первичное отношение изотопов стронция, согласующееся с отрицательным значением ε_{Nd} (табл. 6, рис. 9) и ранее полученными данными для гранитов западной части Мурзинского массива [Montero et al., 2000; Gerdes et al., 2002], свидетельствуют об участии источника гранитов с высоким значением $^{87}Sr/^{86}Sr$. Таким $^{87}Sr/^{86}Sr$ не обладают ни гнейсы, вмещающие граниты, ни породы новообразованной коры Уральского орогена [Ферштатер, 2013]. Можно полагать, что источником жильных гранитов, как и гранитов западной части Мурзинского массива, являются допалеозойские кремнекислые породы, вскрытые эрозией лишь в самой восточной, примыкающей к гранитным массивам зоне ММК. Лишь для части жильных гранитов первого поколения (например, пр. 129 на рис. 10), обладающих низким значением $^{87}Sr/^{86}Sr_{init}$, можно предполагать в качестве протолита вмещающие гнейсы.

Бимодальность молодых цирконов в южаковских гнейсах и гранитах подобна той, что наблюдается в цирконах гранитов Адуйского массива [Ферштатер, 2013] и отражает этапность гранитообразования, характеризующуюся наличием двух главных этапов 280—290 и 260—255 млн лет.

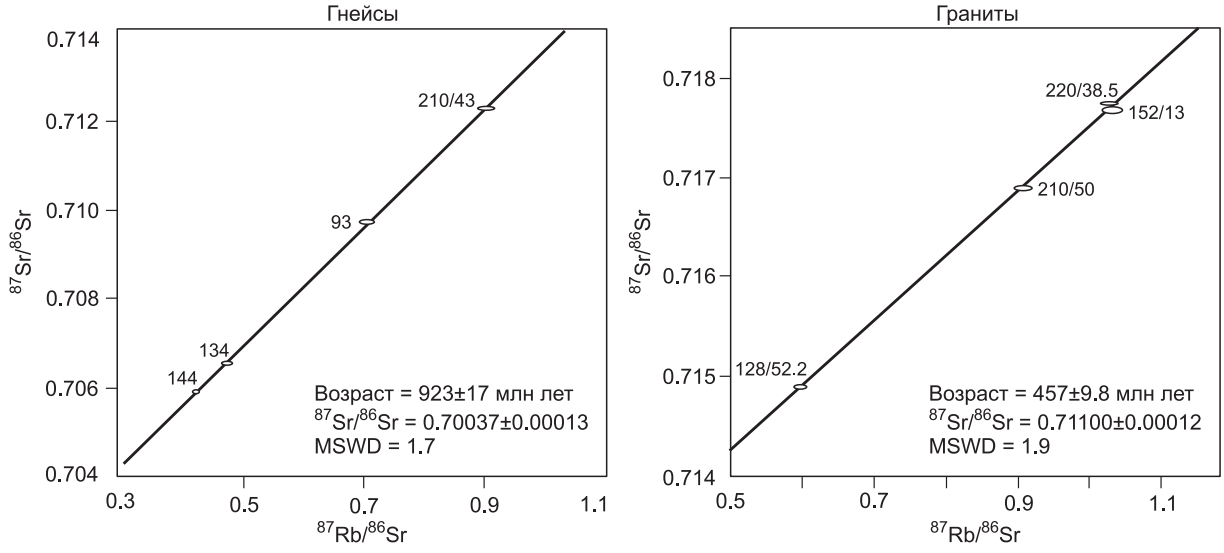

Рис. 8. Диаграмма $^{87}Sr/^{86}Sr$—$^{87}Rb/^{86}Sr$ для гнейсов и южаковских гранитов.

Химические анализы пород см. в табл. 1, 3, изотопные параметры — в табл. 5.

Таблица 6. **Rb-Sr и Sm-Nd параметры гнейсов и гранитов**

Проба	Rb	Sr	$^{87}Rb/^{86}Sr$	±2σ	$^{87}Sr/^{86}Sr$	±2σ	$^{87}Sr/^{86}Sr_i$	$(\sigma_{Sr})_i$	Nd	Sm	$^{147}Sm/^{144}Nd$	±2σ	$^{143}Nd/^{144}Nd$	±2σ	ε_{Ndi}	$(^{143}Nd/^{144}Nd)i$
	г/т								г/т							
Гнейсы																
73	158.41	1355.2	0.3382	0.0034	0.707306	0.000014	0.702470	–12.11	88.61	14.55	0.09926	0.00001	0.512289	0.000005	5.7	0.511637
196	5.45	55.03	0.2863	0.0029	0.706880	0.000014	0.702785	–7.62	33.52	4.66	0.08412	0.00001	0.512348	0.000007	8.8	0.511796
144	59.16	408.30	0.4191	0.0042	0.705901	0.000013	0.699907	–48.55	17.88	4.51	0.15255	0.00001	0.512106	0.000006	–4.7	0.511105
134	74.72	376.46	0.4701	0.0057	0.706542	0.000019	0.699819	–49.80	15.81	4.01	0.15343	0.00001	0.512888	0.000006	10.4	0.511881
210/43	104.64	335.37	0.9031	0.0090	0.712224	0.000028	0.699309	–57.06	24.63	3.94	0.09681	0.00001	0.513034	0.000017	20.6	0.512398
220/50	72.1817	72.6472	2.8783	0.0001	0.72060	0.000002	0.679394	–340.2	24.71	4.93	0.12060	0.00001	0.512684	0.000009	10.7	0.511892
93	114.41	415.04	0.7015	0.0080	0.709698	0.000016	0.699666	–51.98	20.75	3.74	0.10902	0.00001	0.512722	0.000014	12.9	0.512006
Граниты																
116	25.61	612.90	0.1208	0.0012	0.704518	0.000009	0.704102	–2.08	5.49	1.15	0.12709	0.00004	0.512625	0.000010	2.4	0.512375
84б	10.33	97.94	0.3050	0.0005	0.705800	0.000001	0.704449	4.3	19.96	3.17	0.09587	0.00001	0.512691	0.000014	2.4	0.512530
163	140.1	259.4	1.5635	0.0156	0.715234	0.000013	0.709562	76.13	96.07	10.99	0.06916	0.00001	0.511746	0.000004	–12.5	0.511610
137	121.4	410.6	0.8561	0.0086	0.717597	0.000021	0.714491	146.12	160.78	26.35	0.09910	0.00001	0.511734	0.000004	–13.9	0.511539
152/13	138.0	386.8	1.0330	0.0103	0.717679	0.000024	0.713932	138.18	143.10	15.05	0.06358	0.00000	0.511606	0.000003	–15.0	0.511482
220/38.5	133.0	374.6	1.0279	0.0103	0.717740	0.000011	0.714011	139.30	125.99	13.87	0.06656	0.00001	0.511695	0.000005	–13.4	0.511564
128/52.2	90.0	435.9	0.5979	0.006	0.714892	0.000014	0.712723	121.01	59.69	6.84	0.06926	0.00001	0.511756	0.000006	–12.3	0.511620
122	118.98	404.70	0.8515	0.0085	0.717887	0.000020	0.714252	145.30	57.80	7.23	0.07565	0.00002	0.511470	0.000004	–18.2	0.511321
210/50	121.76	388.69	0.9071	0.0091	0.716891	0.000015	0.713018	125.97	44.63	6.19	0.08389	0.00002	0.511574	0.000005	–16.4	0.511409
126	164.68	405.26	1.1789	0.0118	0.735698	0.000019	0.730665	376.58	14.54	2.14	0.08880	0.00001	0.511604	0.000014	–16.1	0.511429
78	96.80	860.12	0.3257	0.0004	0.710000	0.000001	0.708606	63.3	18.08	3.30	0.11045	0.00001	0.511795	0.000008	–13.2	0.511578

Примечание. $^{87}Sr/^{86}Sr_i$, $(\varepsilon_{Sr})_i$ и $^{143}Nd/^{144}Ndi$ $(\varepsilon_{Nd})_i$ рассчитаны на возраст 1000 млн лет для гнейсов и 300 млн лет для гранитов.

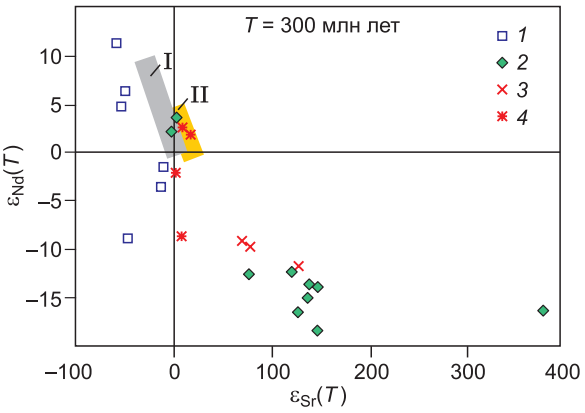

Рис. 9. Диаграмма $\varepsilon_{Nd}(T)$ — $\varepsilon_{Sr}(T)$ для пород Мурзинского массива и его западного обрамления.

1, *2* — гнейсы (*1*) и жильные граниты южаковского комплекса (*2*); *3*, *4* — граниты ватихского (*3*) и мурзинского (*4*) комплексов, слагающие Мурзинский массив. Линии I и II представляют собой мантийный (I) и мантийно-коровый (II) тренды уральских гранитоидов.

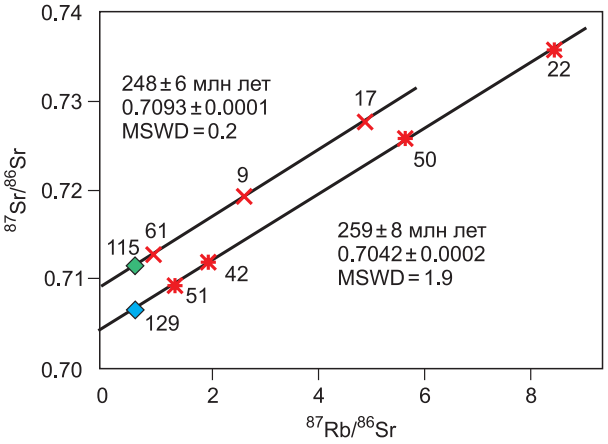

Рис. 10. Диаграмма $^{87}Sr/^{86}Sr$—$^{87}Rb/^{86}Sr$ для гранитов ватихского (косые кресты) и мурзинского (звездочки) комплексов.

Пробы 129 и 115 представляют южаковские граниты первого и второго поколения [Montero et al., 2000].

Детальное изотопное изучение Мурзинского массива [Montero et al., 2000; Gerdes et al., 2002] показало его гетерогенность: граниты ватихского комплекса характеризуются высоким содержанием радиогенного стронция ($^{87}Sr/^{86}Sr_{init}$ = 0.7093), тогда как в гранитах мурзинского комплекса оно значительно ниже: $^{87}Sr/^{86}Sr_{init}$ = 0.7042 (рис. 10). Значение ε_{Nd} (255) варьирует в широких пределах: для ватихского комплекса от –11.9 до –0.05, для мурзинского от –8.9 до +4.1. K-Ar, Rb-Sr, цирконовый ^{207}Pb-^{206}Pb и U-Pb возрасты гранитов того и другого комплексов лежат в пределах 248—259 млн лет. При этом наиболее надежные определения возраста циркона находятся в узком интервале 250—255 млн лет, который и принимается за возраст пород. Изотопный состав гранитов массива свидетельствует о наличии двух источников: для ватихских гранитов таковыми являются примыкающие к ним с запада гранитогнейсы ММК, предположительно служившие источником и жильных южаковских гранитов, а для мурзинских гранитов — примыкающие к ним с востока породы новообразованной коры орогена.

Геохимия

Геохимические особенности рассмотренных выше пород достаточно выразительны (см. табл. 1 и 2). Среди гнейсов наиболее высокие концентрации практически всех рассеянных элементов отмечаются в гнейсах повышенной щелочности (рис. 11). Все гнейсы характеризуются La/Yb > 1, минимальным у парагнейсов и максимальным у гнейсов повышенной щелочности. Близким трендом, но в 2—3 раза более низким содержанием Sr, Nd, Nb, LREE по сравнению с последними обладают наиболее распространенные в ММК диоритогнейсы, образующие, по-видимому, единую ассоциацию с гнейсами повышенной

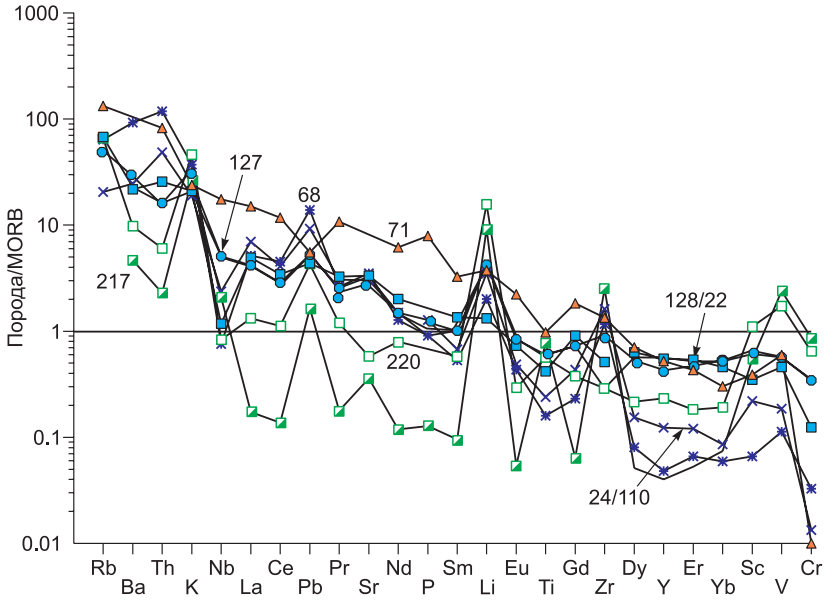

Рис. 11. Распределение редких и редкоземельных элементов в гнейсах ММК.

Номера проб соответствуют табл. 1.

щелочности. Важны и некоторые геохимические особенности западной части ММК: низкое содержание Sr, Ba, Y, Pb, Th, LREE и повышенное — Li, Ga, Ge, а также Cr, V, Co. Наличие положительных аномалий свинца и лития отличает рассматриваемые гнейсы от большинства палеозойских пород Урала [Ферштатер, 2013].

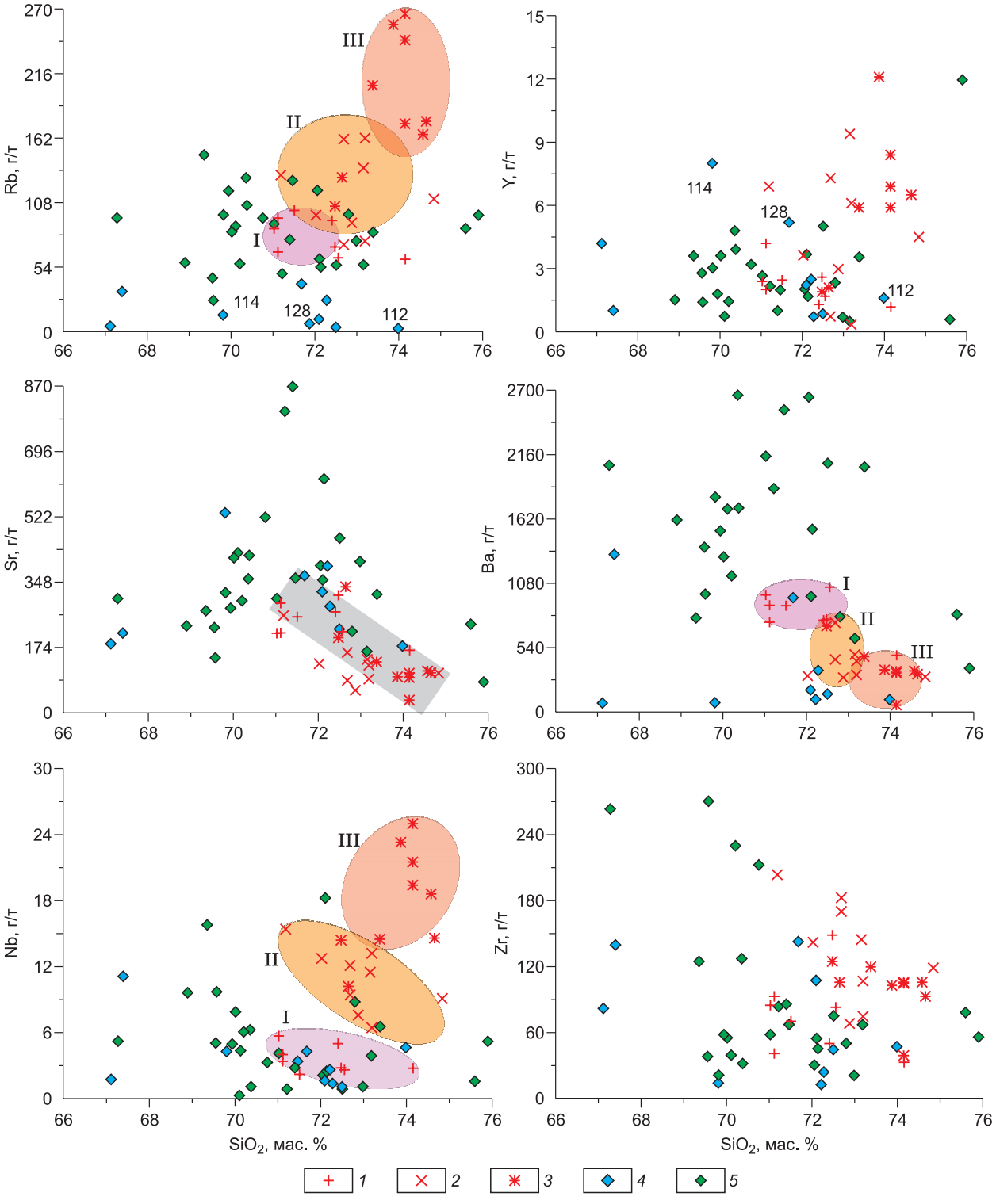

Рис. 12. Диаграммы SiO_2—Rb, Y, Sr, Ba, Nb, Zr в гранитах.

1—3 — граниты Мурзинского массива: западно-ватихский (*1*), восточно-ватихский (*2*) подкомплексы, мурзинский комплекс (*3*); *4*, *5* — южаковский комплекс, жилы первого (*4*) и второго (*5*) поколений. Овалами под соответствующими номерами обозначены скопления точек гранитов Мурзинского массива. Серая область — тренд южаковских гранитов.

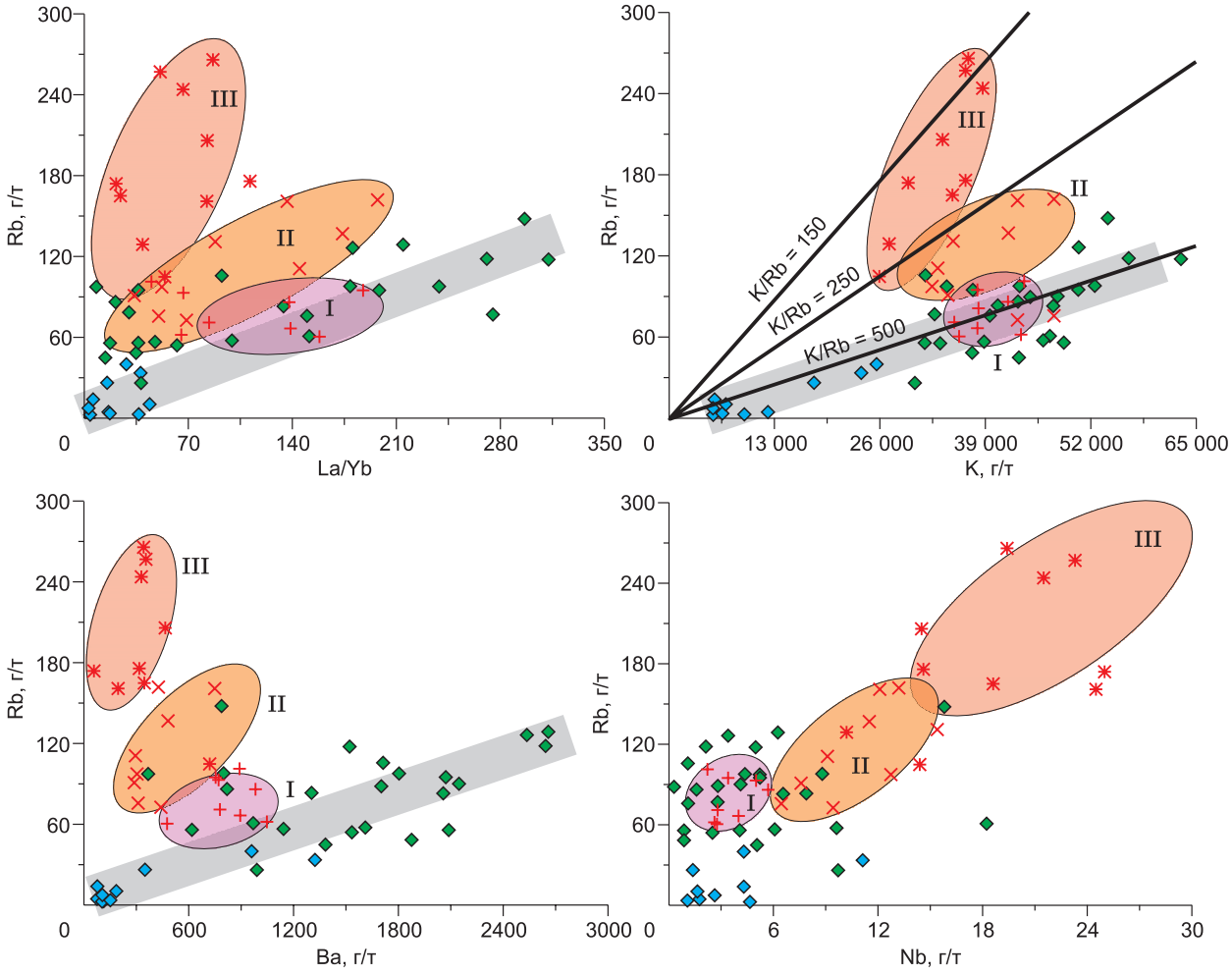

Рис. 13. Диаграммы Rb—La/Yb, K, Ba, Nb.

Усл. обозн. см. на рис. 12.

Отчетливые геохимические различия наблюдаются между гранитами южаковского комплекса, образующими многочисленные жильные тела, с одной стороны, и гранитами ватихского и мурзинского комплексов, которые слагают единое тело — Мурзинский массив — и связаны общим гранитообразующим процессом, — с другой. Первые обычно не образуют общего тренда, концентрируясь в виде поля точек, что обусловлено как контаминацией гранитов веществом вмещающих гнейсов (яркое подтверждение — наличие в гранитах циркона, заимствованного из гнейсов), так и разнообразием субстрата и высокой температурой магмообразования, обеспечивающей вариации в степени плавления. Последним обстоятельством, в частности, объясняется более низкое содержание кремнезема в части южаковских гранитов, большие вариации содержаний этого компонента по сравнению с гранитами ватихского и мурзинского комплексов (рис. 12). Слабая положительная корреляция содержаний Sr и Ba с SiO_2 фиксируется в жилах второго поколения, а содержание Nb обнаруживает отрицательную корреляцию с SiO_2. Содержания Rb, Y, Zr не коррелируются с SiO_2. Ясно выражена положительная корреляция K и Rb (рис. 13). Южаковские граниты обладают наиболее высоким K/Rb отношением, равным 500.

В отличие от южаковских, граниты, слагающие Мурзинский массив, образуют четкий геохимический тренд, с которым совпадает и пространственный — с запада на восток в пределах Мурзинского массива в гранитах растут концентрации Rb, Li, Nb и падают — Ba, Sr (рис. 14). Эти тренды не совпадают с полем точек южаковских гранитов и только примыкающие к ним западно-ватихские граниты обычно располагаются в поле южаковских, в частности имеют такое же высокое значение K/Rb.

Очевидно, что формирование Мурзинского массива представляет собой отдельный эпизод магматизма, о чем наряду с ясными геохимическими данными свидетельствует разрыв Rb-Sr возрастов гранитов, образующих Мурзинский массив, и южаковских. Результат — не только разная форма локализации

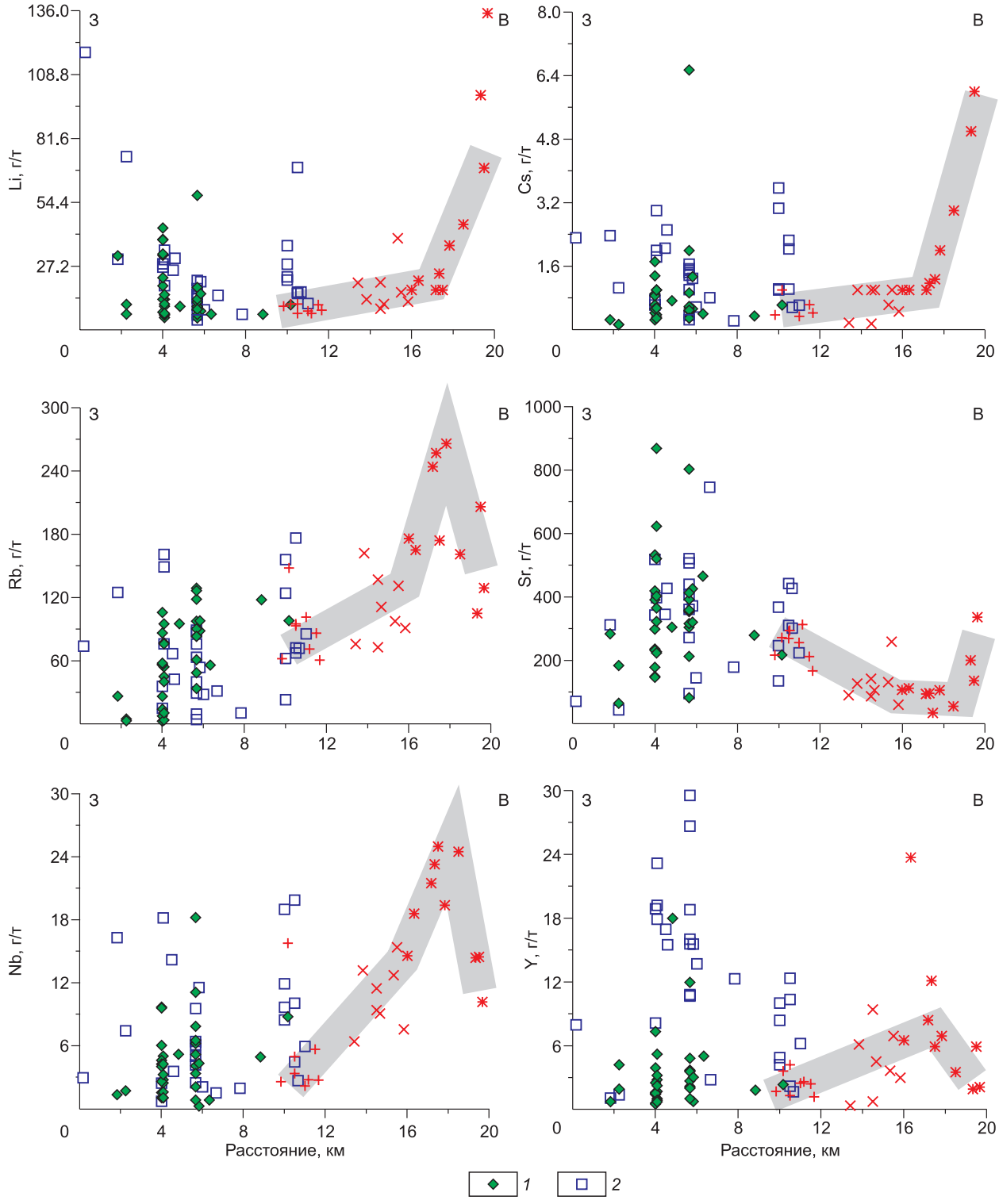

Рис. 14. Диаграммы расстояние от условного меридиана—содержание Li, Cs, Rb, Sr, Nb, Y

в гранитах Мурзинского массива (усл. обозн. см. на рис. 12), жильных гранитах южаковского комплекса (*1*) и гнейсах (*2*). Серая полоса — тренд гранитов Мурзинского массива.

расплава (жилы, с одной стороны, и крупный массив, — с другой), но и вещественный состав пород, их петрологические и геохимические особенности. Южаковские граниты отвечают более глубинному, высокотемпературному и менее водному типу магматизма по сравнению с мурзинским.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В подошве Мурзинского массива — эталонного межформационного плутона на Урале — залегают разнообразные по составу гнейсы мезопротерозойского возраста, а в его кровле — вулканогенно-осадочные палеозойские породы. Такая геологическая позиция определяет многие особенности вещественного состава пород, строения массива и его металлогению.

Среди гнейсов выделяются четыре породные группы: парагнейсы (1), ортогнейсы базитового состава повышенной щелочности (2), диорито- и гранодиоритогнейсы, местами переслаивающиеся с кальцифирами и мраморами (3), и гранитогнейсы (4). Породы метаморфизованы в гранулитовой фации и прорваны многочисленными жилами гранитов южаковского комплекса.

Изученные цирконы из гнейсов и прорывающих их жильных гранитов (см. табл. 4, 5) образуют семь возрастных групп (см. рис. 3): I — 1588 ± 20 (среднее из 9), II — 1060 ± 28 (6), III — 530 ± 11 (19), IV — 380 ± 6 (19), V — 330 ± 9 (12), VI — 276 ± 3 (67), VII — 260 ± 3 (72), первые четыре из которых представляют собой, по-видимому, цирконы из гнейсов, в разной мере переработанные, а три последние — те цирконы, которые образовались в процессе гранитообразования.

Ортогнейсы III группы, преобладающие в центральной части ММК, имеют Rb-Sr возраст 923 ± 17 млн лет при первичном отношении $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.70037 \pm 0.00013$ (см. рис. 8). $\varepsilon_{Nd}(1000)$ колеблется от 5 до 20, что наряду с низким содержанием радиогенного стронция свидетельствует о мантийном источнике гнейсов. Изотопные параметры жильных гранитов ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0.71110 \pm 0.00012$, $\varepsilon_{Nd} = -12\ldots-18$) при возрасте около 460 млн лет, напротив, свидетельствуют об источнике гранитов с высоким значением $^{87}Sr/^{86}Sr$. Таким $^{87}Sr/^{86}Sr$ не обладают ни гнейсы, вмещающие граниты, ни породы новообразованной коры Уральского орогена. Можно полагать, что источником жильных гранитов, как и гранитов западной части Мурзинского массива, являются допалеозойские кремнекислые породы, вскрытые эрозией лишь в самой восточной, примыкающей к гранитным массивам, зоне ММК. Отсутствие заметной мигматизации и интрузивные контакты жил свидетельствуют о том, что зона магмогенерации гранитов южаковского комплекса находится ниже современного эрозионного среза. Большие вариации состава гранитоидов южаковского комплекса, намного более значительные, чем у гранитов ватихского и мурзинского комплексов, слагающих Мурзинский массив, обусловлены, по-видимому, колебаниями степени частичного плавления и состава протолита.

Граниты ватихского и мурзинского комплексов слагают соответственно западную и восточную части Мурзинского массива. В эндоконтактовой зоне шириной до 1.0—1.5 км ватихские граниты содержат включения гранодиоритового и адамеллитового состава, представляющие собой в разной мере преобразованные реститы гранитогнейсового субстрата. Эти граниты, выделенные в западно-ватихский подкомплекс, близки по особенностям химического состава и минералогии к южаковским гранитам, а восточнее они постепенно обогащаются рубидием, литием, ниобием, обособляются в восточно-ватихский подкомплекс и по всем признакам приближаются к гранитам мурзинского комплекса. Граниты ватихского комплекса характеризуются ясными «коровыми» изотопными характеристиками, тогда как мурзинские граниты сильно отличаются низким содержанием радиогенного стронция и близкими к 0 значениями $\varepsilon_{Nd}(255)$. С учетом того, что граниты имеют одинаковый изотопный возраст, эти данные однозначно свидетельствуют о разных субстратах для ватихских и мурзинских гранитов, слагающих Мурзинский массив. Наличие в первых многочисленных гранитогнейсовых включений позволяет объяснить изотопные параметры гранитов тем, что их субстратом были протерозойские гранитогнейсы, тогда как изотопия мурзинских гранитов и их пространственная близость к палеозойским осадочно-вулканогенным толщам свидетельствуют о том, что протолитом гранитов были породы новообразованной коры орогена, обычные для большинства уральских гранитов [Ферштатер, 2013].

Различный состав протолита для западной, нижней, и восточной, верхней, частей массива при примерно одинаковом возрасте магмогенерации и, соответственно, гранитов обусловил четко выраженные особенности строения и сопутствующей минерализации. С запада на восток состав гранитов приближается к минимально водонасыщенной гранитной эвтектике: уменьшается основность плагиоклаза от An_{25-30} до An_{12-18}, исчезают антипертиты, биотитовые граниты сменяются двуслюдяными, в биотите растет содержание таких элементов, как рубидий, литий, цезий [Орогенный..., 1994], увеличивается количество пегматитовых обособлений и жил. Все эти особенности отражают рост водонасыщенности гранитной магмы в верхней части массива, рост $P_{H_2O}/P_{общ}$, падение температуры и свидетельствуют о ведущей роли флюидной дифференциации при становлении массива. Четкая геохимическая зональность (см. рис. 13, 14) показывает рост в верхней части массива таких «флюидных» элементов, как Rb, Li, Nb, ясное тому подтверждение, и редкометалльная (Mo, Li, Be) метасоматическая минерализация в кровле и верхнем экзоконтакте, наиболее ярко проявленная в Адуйском массиве, южном продолжении Мурзинского.

P-T-H_2O параметры эволюции гранитного магматизма отражены на рис. 15. По положению фигуративных точек гранитов разных комплексов на диаграмме Ab—An—Or, учитывая известные данные о

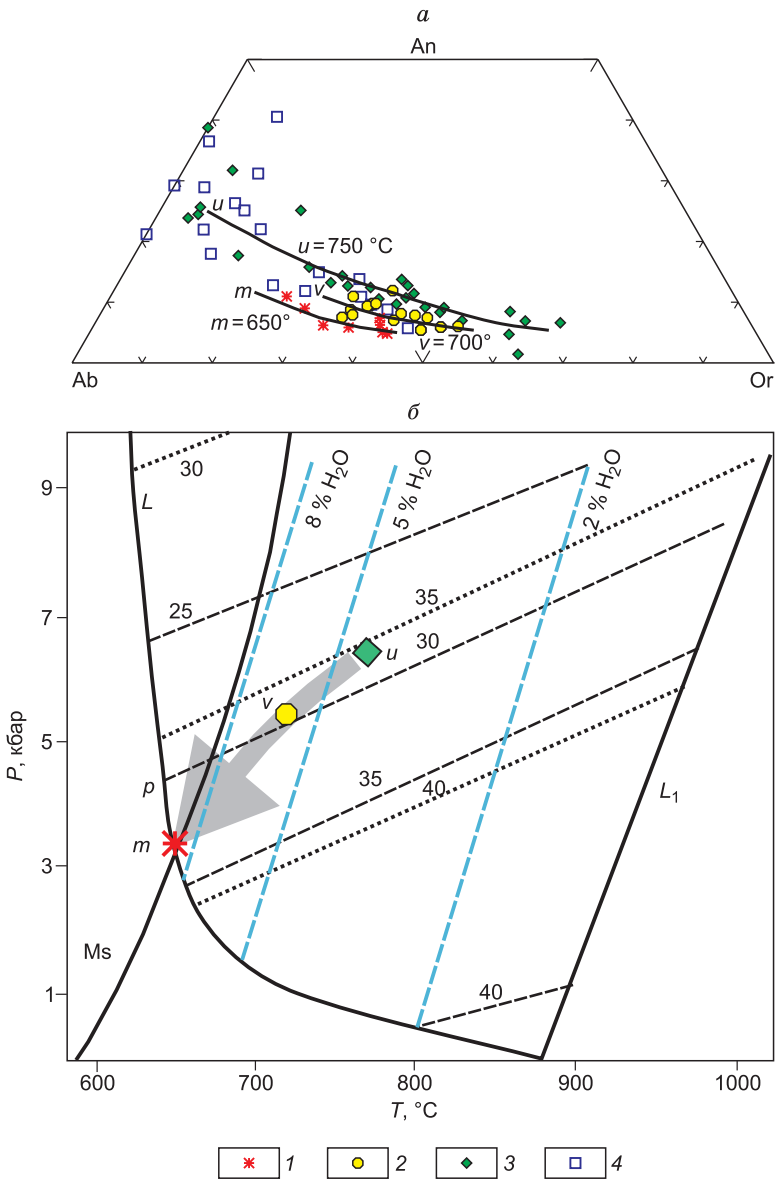

Рис. 15. Диаграммы Ab—An—Or для гранитоидов и метаморфических пород (*а*) и *P-T* условий гранитообразования (*б*).

а: *1—3* комплексы гранитоидов: *1* — мурзинский, *2* — ватихский, *3* — южаковский; *4* — гнейсы. Буквами *m*, *v*, *u* обозначены тренды соответствующих комплексов. Этим трендам соответствуют изотермы гомогенности и распада твердых растворов тройных полевых шпатов [Ribbe, 1975 и ссылки в этой работе]. Нормативные количества Ab, An, Or отвечают мезонормам (нормативные составы, в которых вместо безводных железомагнезиальных силикатов рассчитаны биотит и амфибол).

б: принцип построения диаграммы и источники данных, по [Ферштатер, 1987].

Положение водонасыщенного (*L*) и сухого (L_1) ликвидусов системы Ab—Q—Or—H_2O, а также ликвидусных линий (синие штрихи) для содержаний воды 2, 5 и 8 мас. % уточнено по данным [Johannes, Holtz, 1996; Holtz et al., 2001]. Штриховые линии с индексами 40, 35, 30, 25 — содержание кварца (%) в тройном минимуме системы Ab—Q—Or; пунктир — то же, в системе Ab—Q—Or—An при An/(An + Ab + Or) = 0.05. Их положение также уточнено по данным названных выше авторов. Среднее содержание кварца в гранитах южаковского (*u*), ватихского (*v*) и мурзинского (*m*) комплексов подсчитано по мезонормам. Ms — кривая устойчивости мусковита в граните [Huang, Willie, 1973]. Остальные пояснения в тексте.

температурных зависимостях составов полевых шпатов [Ribbe, 1975 и ссылки в этой работе], можно приблизительно оценить температуру их кристаллизации, которая падает от 750 °C для гранитов южаковского комплекса до 650 °C для гранитов мурзинского комплекса.

Эволюционный тренд фиксирует закономерное изменение *P-T* параметров в комплексах гранитоидов широтного сечения массива, т.е. от его корневой зоны до кровли, от гранитоидов южаковского комплекса до мурзинских гранитов. Давление при обособлении эвтектического гранитного расплава при этом изменяется от 6—7 до 3 кбар, а содержание воды в расплаве возрастает от 4—5 до 8 мас. %. Мурзинские граниты располагаются на водном ликвидусе гранита вблизи кривой устойчивости мусковита в гранитном расплаве, что согласуется с двуслюдяным составом гранитов.

Расплав заполнял зону разлома (сдвига) на границе допалеозойского фундамента на западе и новообразованной коры, сложенной вулканогенно-осадочными породами силура и девона на востоке, преимущественно по механизму дайкового заполнения [Petford et al., 1993], о чем свидетельствует субвертикальная форма разных по структуре и составу гранитов в пределах ватихского и мурзинского комплексов [Орогенный…, 1994]. Названные особенности Мурзинского массива в разной мере свойственны большинству гранитных пермских массивов палеоконтинентальной зоны северо-западного мегаблока и отличают их от гранитов Кочкарского антиклинория, в котором наиболее ярко представлены одновозрастные граниты палеоконтинентальной зоны юго-восточного мегаблока [Ферштатер, 2013]. Массивы последних приурочены к купольным структурам и образованы в результате диапиризма, совмещенного с механизмом распространения трещин [Clemens, Mawer, 1992]. В таких массивах отдельные тела разных по структуре и составу гранитов образуют преимущественно пологие залежи [Ферштатер, Бородина, 1975].

ВЫВОДЫ

В гнейсах мурзинско-адуйского метаморфического комплекса и гранитах Мурзинского массива содержатся цирконы нескольких возрастных групп (от 1588 до 260 млн лет), отражающие разный возраст первичной коры, этапы преобразования субстрата, стадии метаморфизма гнейсов, время формирования жильных и более крупных гранитных тел. Граниты заимствуют цирконы из гнейсов, а в цирконах последних проявлены этапы гранитообразования.

Изотопно-геохимические параметры пород, входящих в состав ММК, указывают на различную степень мантийно-корового взаимодействия и участие в их формировании вещества кристаллического фундамента и новообразованной коры. Минимальными отношениями изотопов Sr при максимальных ε_{Nd}, свидетельствующими о мантийной природе субстрата, характеризуются ортогнейсы центральной части ММК и граниты большей части Мурзинского массива. Наиболее высокими значениями указанных параметров обладают жильные граниты южаковского комплекса и западной части Мурзинского массива. Предполагается, что источником для их выплавления служили сиалические породы допалеозойского фундамента.

Широкие вариации химического состава, возрастных и изотопных параметров указывают на сложную историю формирования межформационного Мурзинского гранитного плутона и его обрамления. Полная картина геологической эволюции этого сегмента может сложиться в результате еще более детальных исследований и последующего моделирования процессов мантийно-корового взаимодействия.

Работа выполнена в рамках темы № 0393-2016-0020 государственного задания ИГГ УрО РАН, а также № 0393-2016-0025 и при поддержке программ Президиума УрО РАН (грант 18-5-5-54).

ЛИТЕРАТУРА

Беллавин О.В., Алейников А.Л. Определение формы гранитных массивов по гравиметрическим данным (на примере изучения Конево-Карасьевского массива, Средний Урал) // Сов. геол., 1968, № 2, с. 18—25.

Вишнякова М.Д., Бородина Н.С., Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Монтеро П. U-Pb возраст циркона из пород Крутихинского массива — возможного протолита части гранитов Адуйского массива (Средний Урал) // Ежегодник-2016. Екатеринбург, 2017, с. 260—263. (Тр. ИГГ УрО РАН).

Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Козаков И.К., Сальникова Е.Б. Источники фанерозойских гранитоидов, Центральная Азия // Геохимия, 1996, № 8, с. 1—14.

Краснобаев А.А. Циркон как индикатор геологических процессов. М., Наука, 1986, 148 с.

Орогенный гранитоидный магматизм Урала / Ред. Г.Б. Ферштатер. Миасс, ИГГ УрО РАН, 1994, 250 с.

Слабунов А.И., Лобач-Жученко С.Б., Бибикова Е.В., Балаганский В.В., Сорьонен-Вард П., Володичев О.И., Щипанский А.В., Светов С.А., Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Степанов В.С. Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамические обстановки // Геотектоника, 2006, № 6, с. 1—33.

Трифонов В.П., Влох Н.П., Алейников А.Л., Беллавин О.В., Зубков А.В. Явления выдавливания гранитных массивов // Докл. АН СССР, 1968, т. 179, № 1, с. 169—170.

Ферштатер Г.Б. Петрология главных интрузивных ассоциаций. М., Наука, 1987, 232 с.

Ферштатер Г.Б. Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург, Изд. УрО РАН, 2013, 365 с.

Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С. Петрология магматических гранитоидов. М., Наука, 1975, 288 с.

Ферштатер Г. Б., Бородина Н. С., Солошенко Н. Г., Стрелецкая М. В. Новые данные о природе субстрата южноуральских позднепалеозойских гранитов // Литосфера, 2015, № 3, с. 5—16.

Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С., Беа Ф., Монтеро П. Модель мантийно-корового взаимодействия и магмогенерация в коре надсубдукционного орогена (палеозой Урала) // Литосфера, 2018, № 2, с. 177—207.

Цыганков А.А. Позднепалеозойские гранитоиды Западного Забайкалья: последовательность формирования, источники магм, геодинамика // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (2), с. 197—227.

Шардакова Г.Ю. Гранитоиды Уфалейского блока: геодинамические обстановки, возраст, источники, проблемы // Литосфера, 2016, № 4, с. 133—137.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Геодинамические обстановки образования батолитов в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (12), с. 1305—1320.

Clemens J.D., Mawer C.K. Granite magma transport by fracture propagation // Tectonophysics, 1992, v. 204, № 3—4, p. 331—360.

Couzinie S., Moyen J.-F., Villaros A., Paquette J.-L., Scarrow J.H., Marignac C. Temporal relationships between Mg-K mafic magmatism and catastrophic melting of the Variscan crust in the southern part of Velay Complex (Massif Central, France) // J. Geosci., 2014, v. 59, p. 69—86.

Gerdes A., Montero P., Bea F., Fershtater G., Borodina N., Osipova T., Shardakova G. Peraluminous granites frequently with mantle-like isotope compositions: the continental-type Murzinka and Dzhabyk batholith of the eastern Urals // Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch), 2002, v. 91, p. 3—19.

Holtz F., Becker A., Freise M., Johannes W. The water-saturated and dry Qz-Ab-Or system revisited. Experimental results of very low water activities and geological implications // Contr. Miner. Petrtol., 2001, v. 141, p. 347—357.

Huang W.L., Willie R.J. Melting relations of muscovite granite to 35 kbar as a model for fusion of metamorphosed subducted oceanic sediments // Contr. Miner. Petrtol., 1973, v. 42, p. 1—14.

Johannes W., Holtz F. Petrogenesis and experimental petrology of granitic rocks // Minerals and Rocks. Berlin, Heidelberg, New York, Springer, 1996. V. 22, p. 115—275.

Montero P., Bea F., Gerdes A., Fershtater G.B., Osipova T.A., Borodina N.S., Zinkova E.A. Single-zircon evaporation ages and Rb-Sr dating of four major Variscan batholiths of the Urals: A perspective on the timing of deformation and granite generation // Tectonophysics, 2000, v. 317, p. 93—108.

Petford N., Kerr C.R., Lister R.G. Dike transport of granitoid magmas // Geology, 1993, v. 21, p. 845–848.

Ribbe P.H. Feldspar mineralogy: short course notes / Ed. P.H. Ribbe. Blacksburg, Amer. Miner. Soc. Southern Print. Co. 1975, v. 2, 52 p.

Sabatier H. Vaugnerites and granites, a peculiar association of basic and acid rocks // Bull. Miner., 1980, v. 103, p. 507—522.

Sabatier H. Vaugnerites: special lamprophyre-derived mafic enclaves in some Hercynian granites from Western and Central Europe / Eds. J. Didier, B. Barbarin // Enclaves and granite petrology. Amsterdam, Elsevier, 1991, p. 63—81.

Scarrow J.H., Molina J., Bea F., Montero P. Within-plate calc-alkaline rocks: insights from alkaline mafic magmas–peraluminous crustal melt hybrid appinites of the Central Iberian Variscan continental collision // Lithos, 2009, v. 110, p. 50—64.

Рекомендована к печати 17 сентября 2018 г.
М.И. Кузьминым

Поступила в редакцию
6 июля 2018 г.