

УДК 551.2:552.321(470.5)

ГЕОХИМИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТОВ НИЖНЕУФАЛЕЙСКОГО МАССИВА И АССОЦИИРОВАННЫХ С НИМИ ПОРОД (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

© 2004 г. Г. Ю. Шардакова, Е. С. Шагалов

Представлено академиком В.А. Коротеевым 23.09.2003 г.

Поступило 23.09.2003 г.

Гранитоиды широко распространены в пределах окраинно-континентального и восточного континентального секторов Урала [4]. Они подробно описаны в литературе, показано, что в их генерации могут быть совмещены процессы интрузивного и анатектического магмообразования [7]. Непосредственно же в зоне Главного Уральского глубинного разлома (ГУГР), которая характеризуется корой высокой мощности и представляет собой след зоны палеосубдукции [2], гранитоидные интрузии относительно редки. Наиболее известными (помимо плагиогранитных) являются массивы Сыростано-Тургорской группы [7], Суховязовский и Чусовской [8, 9]. Хотя они обладают определенным сходством минералогии, петрографии, химического состава, различий существенно больше [7]. Это позволяет предполагать, что история геолого-тектонического развития зоны ГУГР – сложный многоэтапный процесс, в котором были задействованы блоки земной коры различного состава [2]. Поэтому дальнейшие исследования петрологии гранитоидов этой зоны и ее ближайшего обрамления могут внести существенный вклад в понимание процесса гранитообразования в гетерогенной земной коре.

Одним из наименее изученных объектов является Нижнеуфалейский массив, находящийся в 7 км западнее зоны ГУГР. Массив был закартирован в 1970-е гг. Г.А. Кейльманом, который считал его представителем гранитных интрузий, ассоциированных с гнейсовыми куполами, где имели место магматические процессы на фоне интенсивной гранитизации вмещающей толщи – гнейсов и амфиболитов Уфалейского метаморфического комплекса (PR₃), образовавшихся в условиях амфиболитовой фации при давлениях не выше 6 кбар [3]. К.С. Иванов предполагает, что породы

западной части Уфалейского комплекса [2] являются производными фундамента Русской платформы, переработанного коллизией (PZ₃). Однако близость к зоне ГУГР, интенсивная тектоника, разнообразие пород и неоднозначность их состава пока не позволяют внести в этот вопрос полную ясность.

Наиболее крупное тело гранитоидов Нижнеуфалейского массива имеет площадь около 30 км². Остальные инъекции – это цепочки длинных и узких тел, секущих гнейсы и амфиболиты. Породы главного тела имеют среднезернистую, слабогнейсовидную гипидиоморфнозернистую структуру, несут слабые следы катаклаза. Минеральный состав довольно выдержан: плагиоклаз An_{15–22} (32–45%), кварц (28–32%), калишпат (16–24%), биотит + мусковит (2–8%); акцессорная ассоциация – амфибол, эпидот, апатит, циркон, сфен, ортит, магнетит. По составу отвечают нормальным и субщелочным гранодиоритам и гранитам (SiO₂ = 67–72%) с концентрациями Rb и Sr (табл. 1), соответствующими производным базальтовой повышенной щелочности, андезитовой, латитовой магм [5]. Анализ нормативного состава близких к предельным разностей гранитов показывает, что общее давление при их формировании было не менее 8 кбар.

В экзоконтакте с гранитами в гнейсах встречаются пластообразные тела амфиболитов. В гранитах присутствуют ксенолиты гранодиоритов ранней фазы, собственно гнейсов, крупнозернистых граносиенитов [10], а также жилы пегматитов, лейкогранитов, аплитов. Две последние разности макроскопически массивные, секут гнейсовидность вмещающих их гранитов, имеют средне-мелкозернистую гранитную, скопления лейкократовых минералов – аплитовидную структуру. Породы состоят из кварца (25–28%), плагиоклаза (40–43%), калишпата (19–22%), биотита (1–2.5%); акцессорные минералы – амфибол, гранат, эпидот, апатит, циркон, магнетит. Характерен высокобарический парагенезис – кислый плагиоклаз (№ 12–18) и высокоглиноземистый амфибол, по составу отве-

Таблица 1. Содержание петрогенных элементов (мас. %), Rb и Sr (г/т) в гранитоидах Нижнеуфалейского массива и ассоциированных с ними породах

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	51.97	74.21	74.87	74.94	66.33	69.82	71.49	72.13	72.58	55.83	66.35
TiO ₂	1.82	0.25	0.20	0.20	0.55	0.31	0.17	0.12	0.02	0.54	0.26
Al ₂ O ₃	11.85	13.16	13.30	13.20	16.01	15.59	15.51	15.49	15.34	16.61	17.40
Fe ₂ O ₃	14.91	1.94	1.33	1.18	2.85	1.68	0.87	0.54	0.01	6.60	1.42
FeO	0.52	0.52	0.52	0.69	0.52	0.69	0.52	0.52	0.69	4.39	0.35
MnO	0.19	0.06	0.03	0.02	0.05	0.05	0.04	0.03	0.07	0.13	0.04
MgO	5.03	0.75	0.36	0.28	1.17	0.77	0.30	0.23	0.10	1.21	0.47
CaO	8.80	0.98	0.33	0.41	2.46	2.13	1.65	1.28	1.19	3.27	1.59
Na ₂ O	3.69	4.57	5.54	6.16	4.93	5.13	4.75	4.75	5.13	5.80	4.19
K ₂ O	0.24	2.68	1.66	1.14	2.97	2.93	3.31	3.67	3.87	4.29	6.03
P ₂ O ₅	0.23	0.02	0.04	0.04	0.21	0.11	0.06	0.05	0.01	0.35	0.14
П.П.П.	0.32	0.28	0.55	0.34	0.30	0.51	0.30	0.28	0.18	0.50	0.44
Rb	3	62	14	9	41	74	109	50	137	19	64
Sr	240	145	83	103	940	633	400	252	94	2483	1348

Примечание. 1 – габбро-амфиболит; 2–4 – гнейсы двуслюдяные эпидотсодержащие; 5, 6 – гранодиориты и 7, 8 – граниты Нижнеуфалейского массива; 9 – жильный аплит с гранатом; 10 – сиенит пироксен-амфиболовый; 11 – граносиенит пироксен-амфиболсодержащий. Анализы выполнены в лаборатории ФХМИ ИГГ УрО РАН, аналитики Н.П. Берсенева, Г.М. Ятлук.

Таблица 2. Минеральные парагенезисы и оценки температур и давлений

№	Порода	Мин. состав	P ₁ , кбар	P ₂ , кбар	P ₃ , кбар	T, °C
1	Граниты (5 проб)*	$Q + An_{12-22} + Fsp + Bt + Ms + Ep + Aln$	8–9	–	–	–
2	Лейкогранит	$Q + An_{10-16} + Fsp + Bt + Ep + Aln + Hbl + Grt$	9–10.4	8.2–9.6	10–10.5	589–650
3	Гранодиорит	$Q + An_{12-18} + Fsp + Bt + Hbl + Ep + Aln$	9.4–9.7	9	10–10.8	670–680
4	Граносиенит	$Q + An_{12-20} + Fsp + Am + Cpx + Bt + Aln$	7.5–9	7.1–9	9.2	596–609
5	Граносиенит-пегматит	$Q + An_{12-20} + Fsp + Am + Bt + Aln$	7.5–8.1	7–8.2	8	640–670
6	Гранито-гнейс (ксенолит)	$Q + An_{10-15} + Fsp + Bt + Ms + Ep + Hbl + Tm$	6.0–6.5	5.7–6	7.5–7.8	670–690
7	Амфиболит (ксенолит)	$Hbl + An_{20-40} + Ep$	7.9	7.5	8.7	611

Примечание: Давление и температура для гранитов рассчитаны по нормативному составу пород близких к предельным разностей по методике Г.Б. Ферштатера [5]. Давления приведены по разным геобарометрам: P₁ – Холлистера [12], P₂ – Хаммарстрома и Зена [11], P₃ – амфибол-плаггиоклазовому [6]. Температура рассчитана по геотермометру Оттена [13]. Символы минералов приведены согласно международным обозначениям.

чающий гастингситу. Величины давлений, рассчитанные по соотношениям Al/Si в роговой обманке и плаггиоклазе и Al в амфиболе (табл. 2), имеют хорошую сходимост – около 10 кбар. Температуры по геотермометру Оттена [13] 590–650°C. Дать однозначный ответ, являются ли описанные параметры условиями магматизма или метаморфизма, нельзя. Пегматиты, секущие нижнеуфалейские граниты, характеризуются почти полным отсутствием графика, что может также указывать на высокое давление воды.

Граносиениты, образующие ксенолиты в гранитах, имеют слабонервнозернистую структуру, характеризуются идиоморфизмом фемических минералов и аллотриоморфным обликом кварц-полевошпатового агрегата. Составляют из плаггиоклаза (36–42%), калишпата, (25–38%), амфибола (4–10%), биотита (2–7%), кварца (7–10%), акцессорная асоциация: клинопироксен, сфен, эпидот, ортит, апатит, магнетит, циркон. Порода относится к субщелочному типу, по Rb и Sr отвечает производным латитовой магмы. Хими-

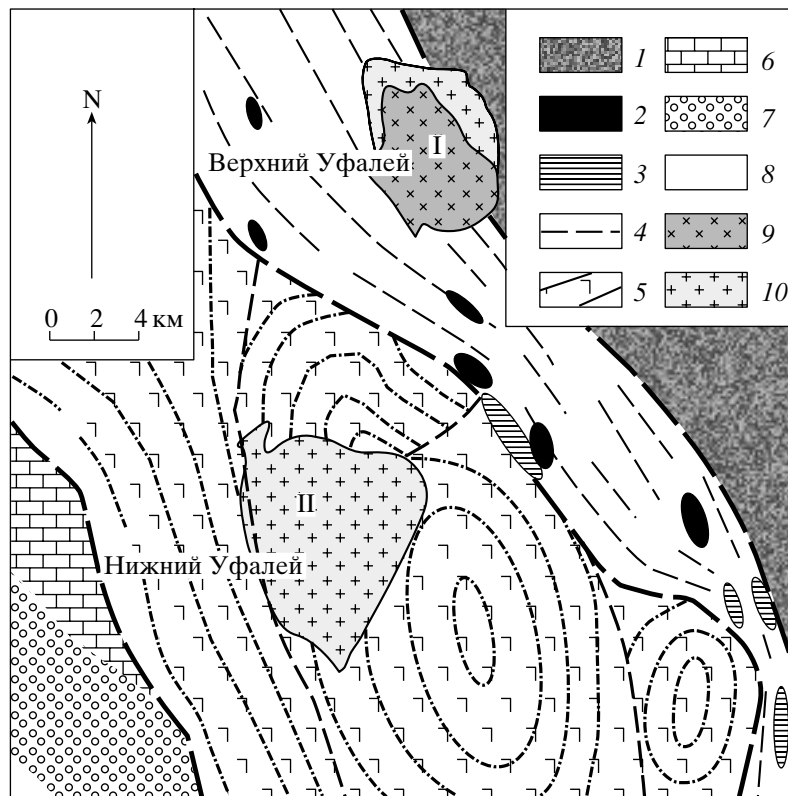


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Уфалейской зоны (по К.С. Иванову, 1999).

1 – породы зоны ГУГР: углисто-кварцевые сланцы, филлиты, базальтовые порфиры (O_{2-3}), Восточно-Уфалейская зона (высокобарическая); 2 – амфиболиты ($S-D_1$), 3 – метаультрабазиты ($S-D_1$), 4 – милониты; Западно-Уфалейская зона: 5 – гнейсы и амфиболиты (Pt_2); 6 – известняки (D_2); 7 – толщи чехла Русской платформы (Pz); 8 – Тараташский комплекс; 9 – диориты; 10 – гранодиориты и граниты. Массивы: I – Суховязовский, II – Нижнеуфалейский.

ческий и минеральный составы позволяют сравнивать их с сиенитами, описанными А.И. Белковским в западной периферии Уфалейского метаморфического блока [1]. Так же, как и последние, они отличаются от щелочных сиенитов Ильменско-Вишневогорского комплекса отсутствием нефелина, небольшим количеством клинопироксена, низкими концентрациями $Na_2O + K_2O$. Оцененные параметры: $P \approx 8-9$ кбар, $T \sim 600^\circ C$.

Таким образом, давления, рассчитанные для гранитоидов и всех ассоциированных с ними разновидностей, существенно выше фоновых (≤ 6 кбар) для толщи вмещающих пород.

На элементы-примеси были проанализированы гнейс, вмещающий граниты, амфиболит, образующий в гнейсах большой ксенолит, граниты из крупного тела, жильный лейкогранит, граносиениты из ксенолита в гранитах и граносиенит-пегматит, секущий последние. Анализы были выполнены в ИГЕМ РАН (г. Москва).

На рис. 2 видно, что распределение редких элементов в гранитах, гнейсе и амфиболите принципиально разное. Субгоризонтальный тренд РЗЭ и отсутствие аномалий Nb и Ti указывают на то,

что амфиболит мог иметь неконтинентальное происхождение. Гнейс несет глубокую отрицательную аномалию Eu, а в гранитах она полностью отсутствует, как в породах надсубдукционных серий [4]. Если рассматривать поведение элементов при анатексисе, то у выплавов должен расти SiO_2 и K_2O , нивелироваться La/Yb и увеличиваться глубина отрицательной аномалии Eu, чего в случае с Уфалейскими гранитами не происходит. Расчеты процесса частичного плавления [10] подтверждают наше предположение, что ни из гнейсов, ни из амфиболитов непосредственно не могут образоваться породы, имеющие химический состав и геохимические характеристики нижнеуфалейских гранитов. Жильные аплиты и лейкограниты обладают близкими трендами распределения РЗЭ, поэтому включены нами в общее поле гранитов.

При близком к гранитам содержании Rb (20–50 г/т) граносиениты несут более высокими концентрациями Sr (1100–2500 г/т). В них фиксируются повышенные концентрации Ba, Th, U, Ta, Nb, Y, пониженные – Pb, Li, Cs. Граносиенит-пегматит в целом повторяет вид нормализо-

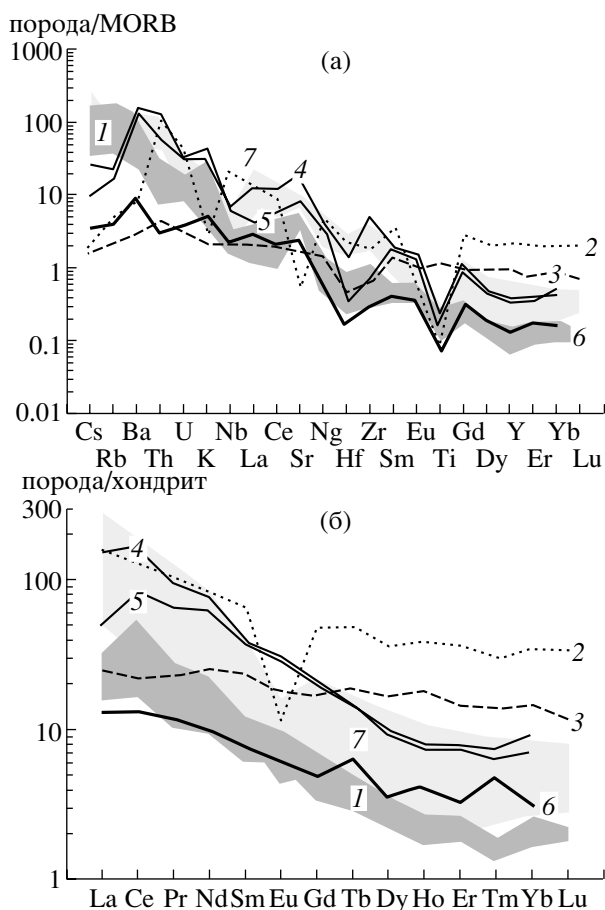


Рис. 2. Нормированное по MORB [15] (а) и хондриту [14] (б) распределение редких элементов в гранитоидах Нижнеуфалейского массива и ассоциированных с ними породах: 1 – поле гранитов и жильных пород, 2 – гнейс, 3 – амфиболит, 4, 5 – граносиениты с разным содержанием клинопироксена, 6 – граносиенит-пегматит, 7 – поле гранитоидов зоны ГУГР (Сыростаново-Тургойская группа массивов [7]).

ванного тренда граносиенитов, при более низком содержании большинства элементов (см. рис. 2а).

Распределение РЗЭ в граносиенитах отличается от такового как в гранитах Нижнеуфалейского массива, так и во вмещающих их породах. Для граносиенитов характерно более высокое общее содержание РЗЭ (160–280 г/т против 35–90 г/т для гранитов). Обогащение РЗЭ согласуется с их более ранней позицией относительно гранитоидов. Сходство трендов выражается в близкой величине La/Yb-отношения (15–30), слабой положительной аномалии Eu и существенной – Ce, связанной, очевидно, с наличием в породах значительного количества ортита. Граносиенит-пегматит характеризуется пониженной относительно граносиенитов суммой РЗЭ (30 г/т) при повышенной роли тяжелых лантаноидов (La/Yb = 8.5) (см. рис. 2б).

Петрохимическое сопоставление показывает, что гранитоиды Нижнеуфалейского массива, расположенного западнее зоны ГУГР, сильно отличаются от пород соответствующей кислотности из массивов, локализованных в самой шовной зоне или восточнее. Они характеризуются чуть более высокими концентрациями K_2O , Rb и низкими – Sr, а также – $Fe_{общ}$, Ni, Cr, Hf, Zr, Y, Th, U и суммы РЗЭ. Это может указывать на иные соотношения мантийной и коровой составляющих при генерации гранитоидов. Не исключено, что они являются корневыми частями выведенными на поверхность в результате значительной денудации (с глубины ≈ 20 км) и тектонических движений некоего массива, возможно, перемещенного. Оценка возраста, состава субстрата и установление механизма генерации пород Нижнеуфалейского массива – предмет наших дальнейших исследований.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 01–05–65184).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белковский А.И. и др. В кн.: Уральский минералогический сборник. Миасс: УрО РАН, 2000. № 10. С. 132–141.
2. Иванов К.С. Основные черты геологической истории (1.6–0.2 млрд. лет) и строения Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. 252 с.
3. Кейльман Г.А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974. 199 с.
4. Орогенный гранитоидный магматизм Урала / Под ред. Ферштатера Г.Б. Миасс, 1994. 247 с.
5. Ферштатер Г.Б. Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 1987.
6. Ферштатер Г.Б. // Геохимия 1990. № 3. С. 328–335.
7. Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Бородин Н.С. и др. // Геология и геофизика. 2002. № 43(1) С. 42–56.
8. Шардакова Г.Ю. // ДАН. 1998. Т. 361(1). С. 103–105.
9. Шардакова Г.Ю. В кн.: Палеозоны субдукции: тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез. Екатеринбург, 1999. С. 161–162.
10. Шагалов Е.С., Шардакова Г.Ю. В кн.: Эволюция внутриконтинентальных подвижных поясов. Екатеринбург, 2003. С. 111–113.
11. Hammarstrom J.M., Zen E-an // Amer. Miner. 1986. V. 71. № 11/12. P. 1297–1313.
12. Hollister L.S., Grisson G.C., Peters E.K. et al. // Amer. Miner. 1987. V. 72. P. 231–239.
13. Otten M.T. // Contribs Mineral. And Petrol. 1984. V. 86. № 2. P. 189–199.
14. Sun S.S. // Geochim. et cosmochim. acta. 1982. V. 46. P. 179–192.
15. Taylor S.R., McLennan S.M. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Oxford: Blackwell, 1985. 312 p.