

ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ И ФОРМИРОВАНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ХОДЕ РАЗВИТИЯ УРАЛЬСКОГО ОРОГЕНА

Г.Б. Ферштатер

*Институт геологии и геохимии Уральского отделения РАН,
620016, Екатеринбург, Почтовый пер., 7, e-mail: gerfer@online.ural.ru*

Поступила в редакцию 30 августа 2001 г.

Приводится новая геодинамическая типизация гранитоидов Урала, обоснованная всем имеющимся материалом по возрасту, геологии, петрологии и геохимии этих образований. Магматизм играл главную роль в формировании новой континентальной коры в ходе развития уральского эпиконтинентального орогена, и выделенные гранитоидные ассоциации фиксируют основные эпизоды эволюции Урала и корообразования:

1. Плагιοгранитоиды, ассоциированные с офиолитовыми комплексами.
2. Небольшие интрузивные тела и дайки высокоглиноземистых гранитов, формирование которых связано с внедрением мантийных ультрамафит-мафитовых аллохтонов.
3. Островодужные и окраинно-морские надсубдукционные гранитоиды: а) O_3-S_1 анортозит-плагιοгранитные серии Платиноносного пояса; б) габбро-гранитоидные и габбро-сиенитовые серии Тагильской дуги; в) D_{2-3} габбро-гранитоидные серии Магнитогорской дуги (360 млн лет).
4. Окраинно-континентальные надсубдукционные тоналит-гранодиоритовые серии: а) Ю-В континент (возраст 360 млн лет); б) С-З континент (возраст 320 млн лет).
5. Коллизионные граниты: а) Ю-В континент (возраст 305–290 млн лет; коллизия Ю-В континент-Казахстан); б) С-З континент (возраст 260–250 млн лет; косая коллизия С-З континент- Ю-В континент).
6. Рифтогенные габбро-гранитоидные серии с возрастом 335 млн лет.
7. Гранитоиды, связанные с континентальными дуговыми структурами: а) возраст 335 млн лет; б) возраст 285 млн лет.
8. Посторогенные граниты: а) Ю-В континент (возраст 280–260 млн лет); б) С-З континент (возраст 240–220 млн лет)

GRANITOID MAGMATISM AND CONTINENTAL CRUST FORMATION (URALIAN OROGEN)

G.B. Fershtater

Institute of Geology and Geochemistry of the Academy Sciences of Russia

New geodynamic typification of the Uralian granitoids is presented. Magmatism played main role in new continental crust formation and granite types under consideration fix main episodes of the Uralian evolution and crust formation. Main granitoids types are as follows:

1. Plagiogranitoids related to ophiolites.
2. Small intrusive bodies of peraluminous granites related to emplacement of high-temperature mafic-ultramafic blocks.
3. Island arc subduction-related granitoids: а) O_3-S_1 anorthosite-plagiogranite series of Platinum belt; б) $S-D_1$ gabbro-granite and gabbro-syenite series of Tagil arc; в) D_{2-3} gabbro-granite series of Magnitogorsk arc (360 Ma).
4. Continental margin subduction-related tonalite-granodiorite series: а) south-east continent (360 Ma); б) north-west continent (320 Ma).
5. Collision granites: а) south-east continent (305–290 Ma, collision of SE continent with Kazakh continent); б) north-west continent (260–250 Ma, collision between SE and NW continents).
6. Rift-related gabbro-granite series (335 Ma).
7. Continental arc granitoids of 335 Ma and 285 Ma.
8. Postorogenic granites of 280–260Ma (SE continent) and 240–220 Ma (NW continent).

Введение

В огромной литературе по гранитоидному магматизму Урала освещены основные его черты и многие геологические, петрологические и геохимические детали большинства представительных массивов. В последние годы, благодаря совместным работам уральских геологов с сотрудниками центральных геологических организаций России и зарубежными исследователями, появились новые изотопные и геохимические данные, отвечающие современным мировым стандартам (Ферштатер и др., 1994; Бушляков, Баженов, 1998; Ферштатер и др., 1998; Попов и др., 1999; Шатагин и др., 2000; Fershtater et al., 1997; Vea et al., 1997; Montero et al., 2000). Эти данные позволяют по-новому подойти к геологической истории Урала, более точно датировать основные этапы его геодинамической и тектонической эволюции. Цель данной статьи и заключается в том, чтобы суммировать эти новые данные.

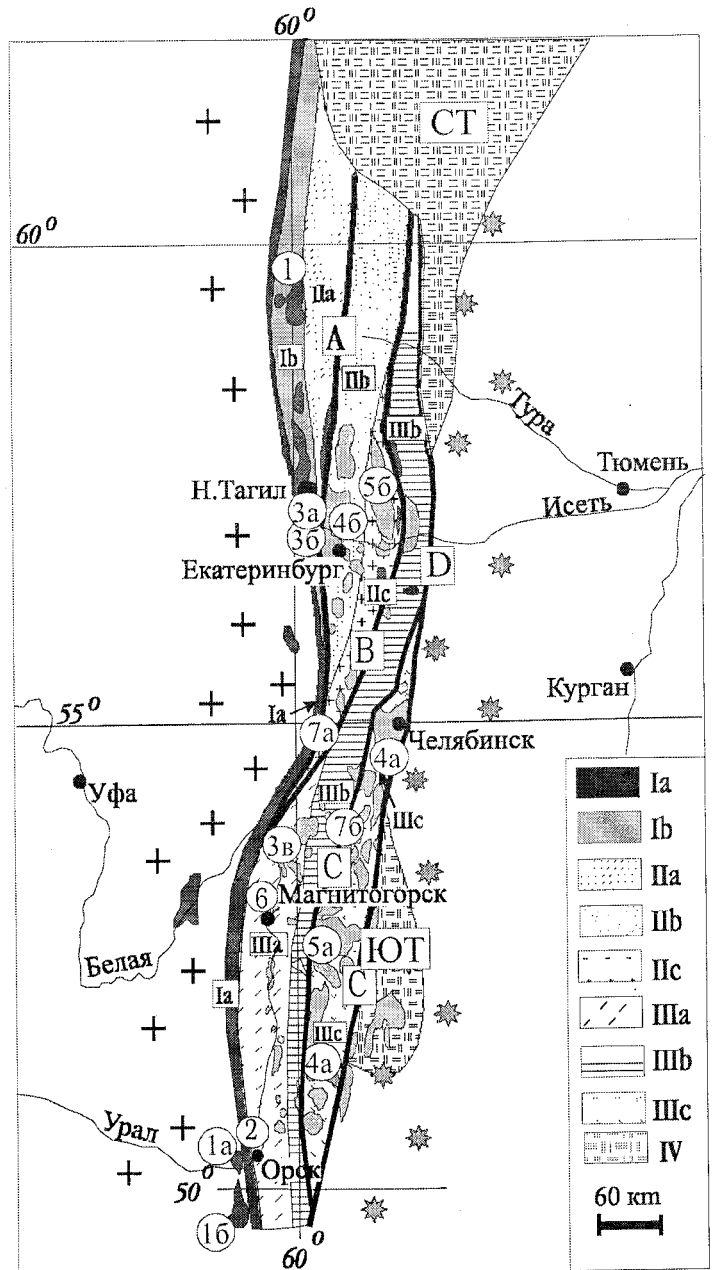
Тектоническая основа

В статье рассматривается “палеоокеаническая”, азиатская часть Среднего и Южного Урала, ограниченная на западе Главным уральским глубинным разломом (ГУГР), а на востоке – Челябинским разломом (рис. 1). Исходя из особенностей магматизма здесь выделены следующие главные тектоно-магматические подразделения (Ферштатер, 1992): I – шовный блок, состоящий из двух зон: ГУГР (Ia на рис. 1) и Платиноносного пояса (Ib); II, III – два островодужно-континентальных мегаблока: северо-западный (II) с силурийской (Тагильская вулкано-генная зона) островной дугой (A), D–C₁ активной континентальной окраиной (B) и аккре-

Рис. 1. Схема тектоно-магматического районирования Среднего и Южного Урала (Ферштатер, 1992).

I–III – мегаблоки: I – общеуральский шовный с фрагментами коры океанического типа, включающий зоны Главного Уральского глубинного разлома (Ia) и Платиноносного пояса (Ib); II и III – северо-западный (II) и юго-восточный (III) островодужно-континентальные, состоящие из трех однотипных зон: островодужной (IIa, IIIa), окраинно-континентальной (IIb, IIIb) и континентальной (IIc, IIIc). Крупными крестами обозначен палеоконтинентальный сектор, пассивная палеоокраина; звездочками – Зауралье, зона перехода к казахстанидам. IV – Зауральские террейны: северный (СТ) и южный (ЮТ).

Жирные линии – тектонические швы, разделяющие крупные структуры Урала: Серовско-Маукский (A), Алапаевский (B), Западно-Челябинский (C), Челябинский (D). Кружками с цифрами обозначено положение объектов, отвечающих выделенным группам гранитоидных ассоциаций 1–8.



ционной континентальной зоной (С), и юго-восточный (III) с девонской (Магнитогорская вулканогенная зона) островной дугой (А'), D-C₁ активной континентальной окраиной (В') и преимущественно палеозойским континентом (С¹). Все выделенные подразделения характеризуются специфическим магматизмом, геодинамическая типизация и определение возраста которого позволяет наметить основные этапы развития самих тектонических подразделений.

Аналитика

Все рассмотренные в статье серии магматических пород охарактеризованы представительными образцами, коллекция которых создавалась и совершенствовалась в течение многих лет. Общий анализ пород был выполнен в Институте геологии и геохимии УрО РАН (Екатеринбург, Россия) рентгено-флуоресцентным методом на приборе СРМ-18. Fe₂O₃, FeO, Na₂O и п.п.п были определены в этом же Институте стандартным методом.

Анализы на редкие, в том числе редкоземельные элементы, были выполнены в Университете г. Гранада (Испания) методом масс-спектрографии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS). Инструментальные измерения производились трижды на спектрометре PE SCIEX ELAN-500 с использованием Rh, Re и In в качестве внутренних стандартов. Точность анализов составляет 2 и 5 отн.% для концентраций 50 и 5 ppm соответственно. При обычной стандартной методике предел определения всех элементов менее 0.05 ppm.

Новые определения возраста по отношению ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb в отдельных зернах циркона и Rb-Sr и Sm-Nd методами по породам в целом были сделаны в лабораториях Университета Гранады (Испания) профессорами Ф. Беа и П. Монтеро. Ими же выполнены определения U-Pb методом по циркону на ионном зонде (Стокгольм). Методика определений подробно описана (Montero et al., 2000).

Схема расчленения гранитоидов

Петрологические, геохимические и изотопные исследования последних лет позволяют усовершенствовать схему расчленения гранитоидов Урала, дополнив ее формационную основу (Ферштатер, Бородина, 1975) геодинамическим содержанием. Ниже приводится но-

вая схема, а в последующих разделах статьи – ее фактическое обоснование.

1. Габбро-плагиогранитоидные и плагиогранитоидные серии, ассоциированные с офиолитовыми комплексами (офиолитовые плагиогранитоиды):

а) дифференциаты габброидов, представляющих верхние части офиолитового разреза (Северо-Хабарнинский массив);

б) анатектические плагиогранитоиды, имеющие офиолитовый протолит (южный экзоконтакт Кемпирсайского массива).

2. Небольшие интрузивные тела и дайки высокоглиноземистых гранитов, формирование которых связано с внедрением мантийных ультрамафит-мафитовых аллохтонов (“транспортные” граниты).

3. Островодужные и окраинно-морские надсубдукционные гранитоиды:

а) O₃-S₁ анортозит-плагиогранитная серия Платиноносного пояса (Черноисточинск, Кытлым);

б) силурийские габбро-гранитоидные и габбро-сиенитовые серии Тагильской дуги (Тагильский массив);

в) девонские габбро-гранитоидные и габбро-сиенитовые серии Магнитогорской дуги (Краснинский, Верхнеуральский массивы).

4. Окраинно-континентальные надсубдукционные тоналит-гранитоидиоритовые серии:

а) Ю-В континент (возраст 360 млн лет – Челябинский, Пластовский, Чернореченский массивы);

б) С-З континент (возраст 320 млн лет – Верхисетский массив).

5. Коллизионные граниты:

а) Ю-В континент (возраст 305–290 млн лет – Джабыкский, Санарский массивы);

б) С-З континент (возраст 260–250 млн лет – Мурзинский, Адуйский массивы).

6. Рифтогенные габбро-гранитоидные серии с возрастом 335 млн лет (магнитогорская серия)

7. Гранитоиды, связанные с континентальными дуговыми структурами:

а) возраст 335 млн лет (Сыростанский массив);

б) возраст 285 млн лет (Степнинский массив).

8. Посторогенные граниты:

а) Ю-В континент (возраст 280–260 млн лет – кременкульский комплекс)

б) С-З континент (возраст 240–220 млн

лет – малышевский комплекс)

Имеющиеся надежные геологические и изотопные данные о возрасте гранитоидов приведены в таблице 1, а основные минералогические особенности пород – в таблице 2. Гранитоиды ассоциаций 1–5 фиксируют главные тектонические события формирования орогена – субдукцию (1–4) и коллизию (5), тогда как породы ассоциаций 6 и 7 формируются в периоды постсубдукционного (6, 7a) и постколлизионного растяжения (7b). Посторогенные граниты ассоциации 8 запечатывают соответствующие структуры, завершая гранитоидный магматизм.

Краткая характеристика гранитоидных ассоциаций

1а. Плагиигранитоиды концентрируются в верхней части стандартного офиолитового разреза на границе его интрузивной и вулканической частей в виде небольших интрузивных тел, даек и цемента интрузивной брекчии. Это удается установить в тех несчастных случаях, когда в той или иной мере сохраняется первоначальная структура офиолитов (например, в Кемпирсайско-Хабарнинском комплексе). Изотопные системы офиолитов (в том числе и плагиигранитоидов) не сохранились в первоначальном виде. Возраст роговой обманки из габбро и плагиигранитоидов Северо-Хабарнинского массива и его окружения, известного под названием аккермановского комплекса, составляет 394 ± 4 млн. лет (Пушкарев, Калеганов, 1993). Примерно такой же возраст (около 400 млн лет)

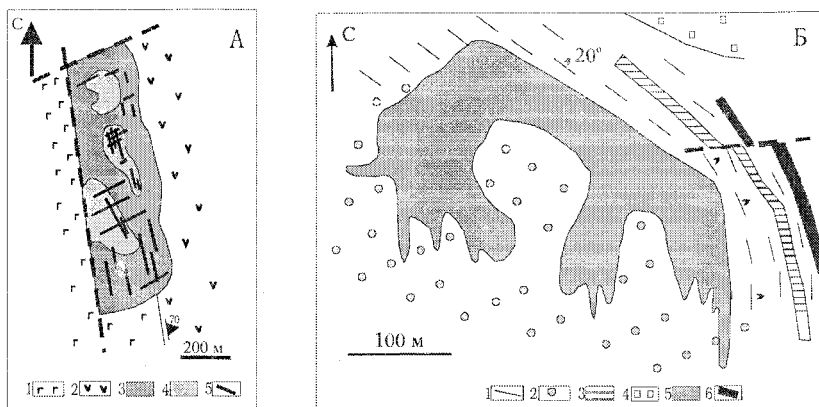
фиксируют и все другие изотопные системы зоны ГУГР, отражая тем самым время главного орогенеза в этой зоне (Пучков, 2000).

Северо-Хабарнинский массив – это хороший пример слабо метаморфизованных офиолитовых плагиигранитоидов (Эвгеосинклинальные..., 1984). Он располагается в восточной части Хабаровинского офиолитового аллохтона в контакте габброидов и перекрывающих их базальтов и имеет интрузивные контакты с теми и другими породами (рис. 2А). Массив сложен серией тоналит-трондьемит и прорван обильными дайками пород того же состава, что и интрузивные аналоги. По содержанию кварца в Qtz-P1 гранофире (Ферштатер, 1987) и P1-Nb1 барометру (Ферштатер, 1990) $P_{\text{общ}} = P_{\text{H}_2\text{O}} = 3$ кбар. Набор породобразующих минералов во всех породах одинаков (табл. 2), а состав их варьирует. Железистость (Fe/Fe+Mg) роговой обманки от тоналитов к трондьемиту возрастает от 0.35 до 0.63, а содержание анортитового компонента в плагииклазе уменьшается от 60 до 30–40%. Подобные вариации состава наряду с гомодромным строением серии не оставляют сомнений в дифференциационном происхождении плагиигранитоидов. Характерный акцессорный минерал – хромшпинелид, заимствованный, по всей вероятности, из пород, интродуцированных массивом. Состав пород приведен в табл. 3. Они характеризуются очень низким содержанием K_2O и пологим “океаническим” распределением РЗЭ (рис. 3).

1б. Анатектические офиолитовые плагиигранитоиды в наиболее типичном виде обнажены в южном экзоконтакте Кемпирсайского

Рис. 2. Геологические схемы Северо-Хабарнинского (А) и Северо-Баночного (Б) массивов (составлены автором).

На схеме А: 1 – габбро, 2 – базальты, 3 – тоналиты, 4 – трондьемиты, 5 – дайки тоналитов и трондьемитов; на схеме Б: 1 – слюдястые сланцы, амфиболиты, фельзиты, 2 – роговики, 3 – прослой гранатового аркозового песчаника, 4 – дуниты и гарцбургиты, 5 – гранатовые граниты, 6 – дайка габбро-диабазы.



Геологический и изотопный возраст

Ассоциация	Массив	Серия пород	Возраст						
			Геологический		Изотопный				
			Интрузируемые породы	Более молодые породы	K-Ar	Rb-Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)	Sm-Nd (ϵNd_t)	Pb-Pb	Ионный зонд
1	Кирпичная, Северо-Хабаринский	Габбро-плагиогранит	Офиолиты		394 ± 4^1				
2	Северо-Баночный	Адамеллит-гранит	Рг сланцы						
3а	Черноисточинский	Анортозит-плагиогранит	Габбро	S ₁ вулкани- ниты	440^1				
3б	Тагиль-ский	Габбро-плагиогранит Габбро-гранит Габбро-сиенит	O ₃ -S ₁ S ₂ -S ₃ S ₃ -D ₁	Вулкани- ты и жильные породы					
3в	Верхне-уральский	Габбро-граносиенит	D ₂ -D ₃	D ₃		362 ± 9^2 (0.7044)			
4а	Челябин-ский Черноре-ченский	Тоналит-гранит Гранит Гранодиорит	S S-D-C ₁ S-D	C ₁	$340-360^1$ $270-290^1$			360 305 360	
4б	Верхисет-ский Шарташ-ский	Тоналит-гранит Адамеллит	S-D S-D			320 ± 12 (0.7042) 276 ± 5 (0.7044) 328 ± 18^4 (0.7034)		318 310-275	320
5а	Джабык	Монцодиорит Гранит	Pz _{1,2} гнейсы			278 ± 10^3 (0.7039) 266 ± 15^3 (0.7045)	(0-0.7) (0.8-1.6)	290 290	290
5б	Мурзин-ский Кисегач-ский	Нижние граниты Верхние граниты Граниты	Мигматиты D вулкани- ты Рг гнейсы		$245-255^1$	242 ± 7 (0.7095) 255 ± 11 (0.7042) 263 ± 21^5 (0.7058-0.7078)	(-11.9 to -0.05) (-8.9 to +4.1)		
6	Магнито-горский	Габбро-гранит	D ₃ -C ₁	C ₂		333 ± 4^3 (0.7031)	330 ± 20^3 (+5.8)		
7а	Сыростан-ский	Габбро и гранитоиды анатектической серии (деформ.) Гранитоиды интрузивной серии (не деф.)	Pr ₂ -D(?)			(0.7031-0.7038)		335 327	335
7б	Шабуров-ский Степнин-ский	Монцодиорит-гранит Монцодиорит-гранит	Pz ₁ вулкани- ты и осадки Pz ₁ вулкани- ты и осадки		285^1 285^1	<u>285</u> (7045)		285	285

Примечание. 1— данные лаборатории радиогеологии Института геологии и геохимии (А.А. Красноба-

ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ И ФОРМИРОВАНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

ев, Б.А. Калеганов), 2 – Салихов, Митрофанов (1994), 3 – Ронкин (1989), 4 – Штейнберг и др. (1989), 5 – Бушляков, Баженов (1998). Не маркированы данные Ф. Беа и П. Монтеро. Жирным шрифтом выделены наиболее достоверные значения возраста.

Таблица 2

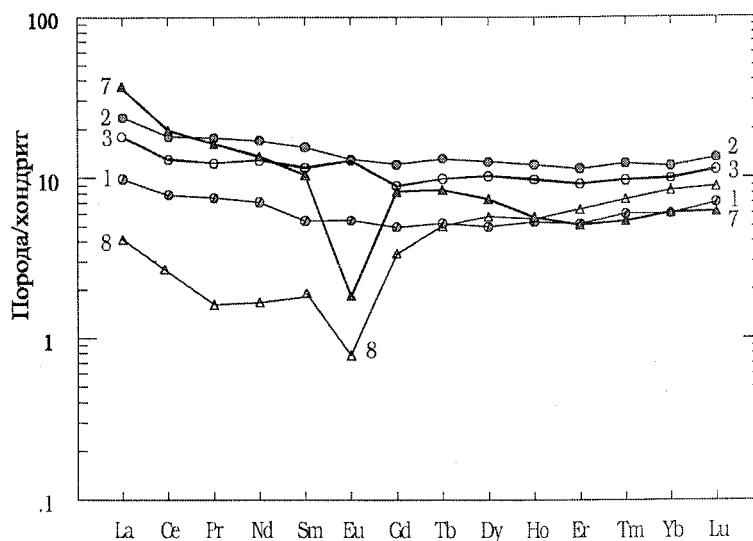
Минеральный состав главных типов гранитоидов и ассоциированных с ними габбро

Тип	Порода	Породообразующие минералы	Аксессуары	Вторичные
1	Габбро Диорит Тоналит Трондьемит	An ₆₀₋₂₀ +Hbl±Cpx An ₆₀₋₂₀ +Hbl±Cpx+Qtz An ₅₀₋₂₀ +Hbl+Qtz An ₅₀₋₁₅ +Hbl+Qtz	Ti-Mgt, Mgt, Ilm, Ap, Sph, Chr* , Zrn	Ep, Srt, Chl, Py
2	Гранит	An ₂₀₋₂₅ +Or(Mc)+Q+Grt+Tur	Ap, Mnz, Zrn, Chr*	Ep, Ms, Chl, Py
3а	Лейкогаббро Анортозит Плагiogранит	An ₄₅₋₄₀ + Hbl An ₄₀₋₃₀ + Hbl An ₄₀₋₃₀ + Hbl + Qtz ±Bt	Mgt, Ilm, Ap, Sph	Ep, Chl
3б,в	Габбро Диорит Тоналит Гранит	An ₆₀₋₂₀ + Hbl ±Cpx An ₄₅₋₂₀ + Hbl ±Cpx+Qtz An ₄₅₋₂₀ +Hbl±Bt±Or+Qtz An ₂₅₋₁₅ +Bt± Hbl±Or+Qtz	Mgt, Ilm, Ap, Sph, Zrn	Ep, Srt, Chl, Py
4а,б	Габбро Тоналит Гранодиорит Гранит	An₄₀₋₂₀+Hbl+Ep±Bt±Cpx±Or An ₃₅₋₂₀ +Hbl+ Ep +Bt+Qtz±Or An ₃₅₋₂₀ +Hbl+ Ep +Bt+Qtz+Or An ₂₅₋₁₅ +Mc +Ms+Bt + Ep +Qtz	Mgt, Ilm, Ap, Sph, Aln, Zrn	Ep, Ms, Chl, Py
5а	Гранит	An ₂₀₋₁₀ + Mc+Bt +Ms+Qtz	Ilm, Zrn, Mnz	Ep, Ms
5б	Гранит	An ₂₀₋₁₀ + Or+Bt +Ms+Qtz		
6	Габбро Монцодиорит Граносиенит Гранит Щелочной гранит	An ₅₀₋₂₀ + Hbl ±Cpx±Or+ Mgt An ₄₀₋₂₀ + Hbl ±Cpx+Or+Qtz+ Mgt An ₃₀₋₁₀ + Hbl +Or+Qtz+ Mgt An ₂₀₋₁₀ +Or + Hbl +Qtz+ Mgt An ₁₀ +Or + Rbk+Aeg +Qtz+ Mgt	Ilm, Ap, Sph, Zrn	Ep, Chl, Py
7а	Габбро Гранодиорит Гранит	An ₄₀₋₂₀ + Hbl+Ep±Bt±Or An ₃₅₋₂₀ + Ep+Bt+Hbl+Qtz±Or An ₂₀₋₁₀ + Mc+Bt +Ms+Qtz	Ap, Sph, Aln, Zrn	Py, Ep, Chl
7б	Монцодиорит Граносиенит Гранит	An ₃₅₋₂₀ + Or+Hbl+Bt+Qtz An ₃₀₋₁₅ +Or(Mc)+Bt±Hbl +Qtz An ₂₀₋₁₀ +Or(Mc)+Bt+Qtz	Mgt, Ilm, Ap, Sph, Aln, Zrn	Ep, Ms, Chl, Py

Примечание. *Предположительно ксенокриты. Жирным шрифтом выделены типоморфные минералы. Аббревиатура по Р. Кретцу (Kretz, 1983)

Рис. 3. Нормированное по хондриту (Sun, Donough, 1989) распределение РЗЭ в гранитоидах, ассоциированных с офиолитами.

1-3 – Северо-Хабарнинский массив, 7,8 – Северо-Баночный. Номера проб те же, что в табл. 3.



Содержание петрогенных (мас.%) и редких (ppm) элементов
в представительных образцах офиолитовых гранитоидов (1–8) и
островодужных гранитоидов Тагильской (9–13) и Магнитогорской (14–16) зон

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	57,87	67,26	71,38	51,56	67,87	74,00	74,45	72,78
TiO ₂	0,58	0,82	0,37	0,89	0,60	0,33	0,04	0,05
Al ₂ O ₃	16,87	14,30	13,11	15,94	14,76	13,39	14,01	14,38
Fe ₂ O ₃	1,63	2,31	1,73	1,18	0,52	0,80	0,03	0,46
FeO	5,67	4,03	2,85	8,57	3,12	1,97	1,02	1,97
MnO	0,13	0,08	0,04	0,22	0,07	0,04	0,04	0,12
MgO	4,37	0,43	0,67	7,63	1,83	0,64	0,22	0,32
CaO	7,33	3,31	2,20	6,98	2,55	2,20	0,66	0,91
Na ₂ O	3,15	4,26	5,40	4,28	6,58	5,07	3,56	4,44
K ₂ O	0,16	0,33	0,40	0,10	0,10	0,10	5,71	3,16
P ₂ O ₅	0,06	0,24	0,06	0,05	0,26	0,06	0,06	0,02
LOI	1,85	2,12	1,62	2,25	1,38	1,1	0,18	0,64
Сумма	99,67	99,49	99,83	99,65	99,64	99,7	99,98	99,25
Li	0,73	0,00	0,01	1,97	1,59	0,00	0,00	0,00
Rb	0,00	0,00	0,01	0,00	3,60	0,00	147,4	73,03
Cs	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	4,18	0,36
Be	0,00	1,00	0,82	0,27	0,20	0,66	2,27	2,64
Sr	237,2	220,7	206,3	206	200	148	130,8	114,1
Ba	59,36	125,6	76,60	38,8	23,3	87,6	61,35	124,2
Sc	15,84	20,40	16,57	16,24	6,82	13,71	8,67	6,98
V	237,8	16,06	5,68	259,6	28,3	19,5	3,38	2,27
Cr	30,68	34,11	65,85	139,8	27,0	24,0	49,01	16,22
Co	24,36	6,16	4,90	37,03	6,54	3,89	1,41	1,08
Cu	17,81	3,55	17,26	9,8	20,0	8,3	9,82	5,53
Zn	62,15	43,07	21,10	225,4	53,6	32,2	30,62	25,67
Ga	15,93	16,04	13,96	18,26	12,71	13,02	17,35	13,41
Y	14,12	25,53	22,18	23,49	27,87	26,62	19,00	16,90
Nb	2,66	3,94	3,84	2,93	3,10	4,04	6,01	5,58
Ta	0,00	0,12	0,06	0,00	0,00	0,01	0,86	0,43
Zr	27,08	81,35	67,14	22,21	14,67	34,82	58,49	12,33
Hf	0,63	2,59	2,05	0,76	0,37	1,04	4,73	1,59
U	0,00	0,05	0,02	0,13	0,08	0,00	1,76	2,76
Th	0,17	0,59	0,46	0,32	0,54	0,94	12,40	0,48
La	3,24	7,79	12,84	5,03	8,25	10,21	16,54	1,37
Ce	6,83	15,55	11,25	10,59	20,08	20,60	17,06	3,00
Pr	0,98	2,29	1,60	1,57	2,79	2,75	2,10	0,21
Nd	4,47	10,69	8,04	7,99	12,88	13,08	8,52	1,05
Sm	1,10	3,13	2,34	2,30	3,26	3,22	2,11	0,60
Eu	0,42	1,00	0,98	0,89	0,84	0,89	0,00	0,06
Gd	1,36	3,33	2,47	2,67	3,28	3,19	2,27	0,93
Tb	0,26	0,65	0,49	0,53	0,64	0,60	0,42	0,25
Dy	1,71	4,28	3,51	3,66	4,04	4,29	2,53	1,98
Ho	0,41	0,92	0,75	0,88	0,89	0,88	0,44	0,43
Er	1,17	2,56	2,07	2,21	2,43	2,56	1,15	1,44
Tm	0,21	0,43	0,34	0,38	0,43	0,45	0,19	0,26
Yb	1,32	2,59	2,18	2,49	2,44	2,76	1,34	1,84
Lu	0,24	0,45	0,38	0,45	0,53	0,47	0,21	0,30

ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ И ФОРМИРОВАНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	51,46	69,42	52,65	60,70	68,25	52,24	58,84	67,43
TiO ₂	0,95	0,54	0,84	0,76	0,56	1,90	0,58	0,29
Al ₂ O ₃	16,10	14,56	17,31	15,13	14,08	14,87	17,71	16,49
Fe ₂ O ₃	4,86	1,89	4,59	2,56	1,74	7,30	2,76	1,45
FeO	6,16	2,66	5,43	4,55	2,48	4,87	3,23	2,11
MnO	0,18	0,08	0,21	0,13	0,08	0,19	0,10	0,03
MgO	6,08	1,15	4,13	2,90	1,03	3,78	2,44	1,36
CaO	9,37	4,46	7,24	6,10	3,34	6,89	5,79	3,20
Na ₂ O	2,37	3,56	3,26	3,02	3,02	4,36	4,20	4,10
K ₂ O	0,18	0,18	0,77	1,49	2,89	1,44	2,10	2,60
P ₂ O ₅	0,10	0,12	0,15	0,15	0,13	0,32	0,25	0,13
LOI	1,98	1,38	2,84	2,24	1,82	1,63	1,58	0,89
Сумма	99,79	100,0	99,4	99,7	99,4	99,7	99,5	100,1
Li	1,32	0,68	4,96	4,47	6,61	4,94	1,51	5,62
Rb	0,21	0,44	13,59	32,69	55,09	25,38	62,16	154,1
Cs	0,16	0,10	0,54	0,45	0,44	0,60	1,22	4,43
Be	0,54	1,11	1,80	1,58	1,81	1,78	1,44	1,84
Sr	321,3	313,0	385,7	373,6	301,8	602,6	587,1	827,0
Ba	43,5	98,6	352,0	288,6	516,6	361,4	471,6	1507,
Sc	24,47	16,67	43,11	34,77	20,46	48,33	10,04	13,76
V	243,2	48,4	285,5	214,1	70,4	448,9	112,1	53,6
Cr	226,2	12,6	9,1	5,1	7,1	13,5	17,9	14,5
Co	27,54	6,62	24,72	18,91	6,37	35,83	12,91	8,40
Cu	101,5	99,1	85,6	81,8	13,6	39,7	62,4	10,2
Zn	166,9	130,1	88,2	66,0	34,7	232,6	66,1	61,2
Ga	10,66	12,12	13,94	12,85	7,78	30,44	22,63	38,10
Y	15,20	43,37	23,75	25,16	31,89	40,66	12,52	12,72
Nb	2,94	3,63	7,17	6,75	8,78	13,39	9,36	9,58
Ta	0,33	0,51	1,24	1,28	1,22	1,98	1,32	2,49
Zr	41,9	106,8	20,8	28,6	115,5	57,1	9,7	108,4
Hf	1,24	4,11	2,47	2,65	7,84	2,90	0,54	3,78
U	0,26	0,33	1,50	1,46	2,76	1,35	2,00	3,26
Th	0,35	0,84	6,36	7,53	16,15	4,17	10,43	23,25
La	8,44	10,21	15,66	14,45	11,58	24,58	29,22	46,67
Ce	18,22	14,96	43,01	38,75	41,20	54,20	63,70	94,64
Pr	1,14	1,71	6,14	5,38	4,87	7,15	7,20	8,94
Nd	6,34	8,33	26,47	23,61	22,91	31,55	25,63	30,79
Sm	1,81	2,41	5,53	5,96	6,31	7,65	4,60	5,07
Eu	0,69	0,82	1,56	1,38	1,40	2,45	1,24	1,62
Gd	1,98	2,47	6,11	6,21	7,19	7,38	3,54	3,82
Tb	0,41	0,53	0,76	0,86	1,02	1,24	0,46	0,45
Dy	2,47	3,41	4,98	5,73	6,84	8,02	2,38	2,15
Ho	0,52	0,69	1,14	1,11	1,40	1,72	0,39	0,44
Er	1,92	2,26	3,23	3,22	4,40	4,42	1,08	1,19
Tm	0,24	0,34	0,50	0,45	0,63	0,73	0,15	0,17
Yb	2,21	2,42	3,52	3,40	4,55	4,35	1,01	1,20
Lu	0,39	0,48	0,54	0,41	0,73	0,83	0,15	0,23

Примечание. 1–3 – Северо-Хабарнинский массив (1 км севернее пос. Хабаровый); 4–6 – амфиболит (4) и анатектические гранитоиды (5, 6) из южного экзоконтакта Кемпирсайского массива (берег водохранилища Джарлы-Бутак); 7, 8 – Северо-Баночный массив (0,7 км севернее горы Банка); 9–13 – Тагильский массив: 9, 10 – низкокальцевая габбро-плагиогранитная серия (г. Сутук), 11–13 – диорит-трондьемитовая серия (гора Юрьев Камень); 14–16 – Верхнеуральский массив (западная часть, р. Черная).

гарцбургитового массива. Здесь развиты мигматизированные апобазальтовые амфиболиты (табл. 3, анализ 4), лейкосома которых имеет трондьемитовый состав. Трондьемитовые мобилизаты образуют многочисленные жилы и интрузивные тела размером в несколько сотен кв. м (анализы 5 и 6). Вся серия характеризуется типичными “океаническими” геохимическими параметрами. Распределение РЗЭ в породах близко к таковому в N-MORB (рис. 3).

2. В областях развития офиолитов местами отмечаются изолированные дайки и небольшие интрузивные тела высокоглиноземистых гранитов, которые, судя по их геологическому положению в подошве офиолитовых аллохтонов, являются продуктами анатексиса материала континентальной коры при внедрении в нее горячих мантийных блоков, позднее превращенных в офиолиты. Совершенно своеобразная минералогия гранитов, содержащих гранат и турмалин (табл. 2), аналогичная гранитам в лерцолитовом массиве Ронда (Испания), подтверждает предположение о связи гранитообразования с транспортным метаморфизмом при внедрении офиолитов. Данные о возрасте гранитов отсутствуют и их изотопное изучение составляет одну из главных задач будущих исследований, так как позволит датировать время внедрения офиолитов.

Самое крупное интрузивное тело (Северо-Баночный массив) было изучено нами (Эвгеосинклинальные..., 1984) в эрозионном окне в подошве Хабаровинского гарцбургитового массива (рис. 2Б). Граниты интродуцируют верхнепротерозойские (?) деформированные слюдяные сланцы, амфиболиты и апориолитовые фельзиты, образующие “постель” массива. Граниты дают многочисленные апофизы во вмещающие породы и содержат обильные ксенолиты их. Редкие дайки отмечаются в гарцбургитах. Местами граниты переходят в мигматиты, что свидетельствует о небольшом отрыве массива от места его генерации. В отличие от описанных выше плагиогранитоидов рассматриваемые “транспортные” граниты содержат более 2% K_2O , обогащены по сравнению с ними Rb, Th (табл. 3), но имеют сходные тренды распределения РЗЭ (рис. 3). Минералогические и геохимические особенности гранитов свидетельствуют о дегидратационном типе анатексиса, когда источником воды служат реакции разложения гидроксилсодержащих минералов (Орогенный..., 1994; Rutter, Wyllie, 1988; Rushmer, 1991).

3. Надсубдукционные гранитоиды, связанные с формированием палеоостровных дуг и отвечающих им в современной структуре Урала Тагильской и Магнитогорской вулканогенных зон, образуют вулcano-интрузивные ассоциации с комагматичными вулканитами. Исключения составляют породы анортозит-плагиогранитной серии, связанной с габброидами Платиноносного пояса Урала (группа 3а).

3а. Породы подробно описаны в ряде публикаций (Эвгеосинклинальные..., 1984; Ферштатер и др., 1998а). Здесь следует обратить внимание на возраст пород. Определения К-Аг возраста роговой обманки дают 440 млн лет, что согласуется с верхним возрастным пределом их геологического возраста, так как анортозиты и плагиограниты пересекаются островодужными силурийскими плагиогранитоидами Тагильского массива. Роговообманковые лейкогаббро являются продуктами высокотемпературного водного анатексиса по субстрату, представленному роговообманковым габбро. Анатексис осуществляется в области стабильности роговой обманки, тогда как плагиоклаз подвергается плавлению. Подобный механизм реализуется в тех редких случаях, когда высокая температура порядка 900°C (возможно, из-за небольшого временного интервала между интрузией габбро и анатексисом) комбинируется с высокой концентрацией воды, извлекаемой из субдуцируемой плиты.

3б. Тагильская палеоостровная дуга сложена разнообразными O_3-D_1 вулcano-интрузивными сериями (Каретин, 2000), варьирующими по составу от практически бескальциевых толеитовых бимодальных базальт-плагиориолитовых (габбро-плагиогранитных) серий (O_3-S_1), содержащих медно-колчеданные месторождения, через К-На известково-щелочные полимодальные базальт-андезит-дацитовые (габбро-гранитоидные) серии ($S_{2,3}$) до высоко-К базальт-трахитовых (габбро-сиенитовых) серий (S_3-D_1), сопровождаемых известными скарново-магнетитовыми месторождениями. Изложенная последовательность серий образует стандартный цикл эвгеосинклинального базальтоидного магматизма (Штейнберг, 1970), который повторяется на девонском уровне в Магнитогорской палеоостровной дуге. Вариации состава пород в рамках каждой серии обусловлены дифференциацией базитовой магмы. Химический состав габбро ранней ассоциации подобен базальтам срединных океанических хребтов (табл. 3, ан. 8, 9):

такое же низкое содержание K_2O , пологий тренд распределения РЗЭ, отсутствие Zr, Hf и Ti аномалий (рис. 4А). Габброиды последующих серий имеют типичные островодужные тренды распределения с ясными отрицательными аномалиями Nb, Zr, Hf, Ti.

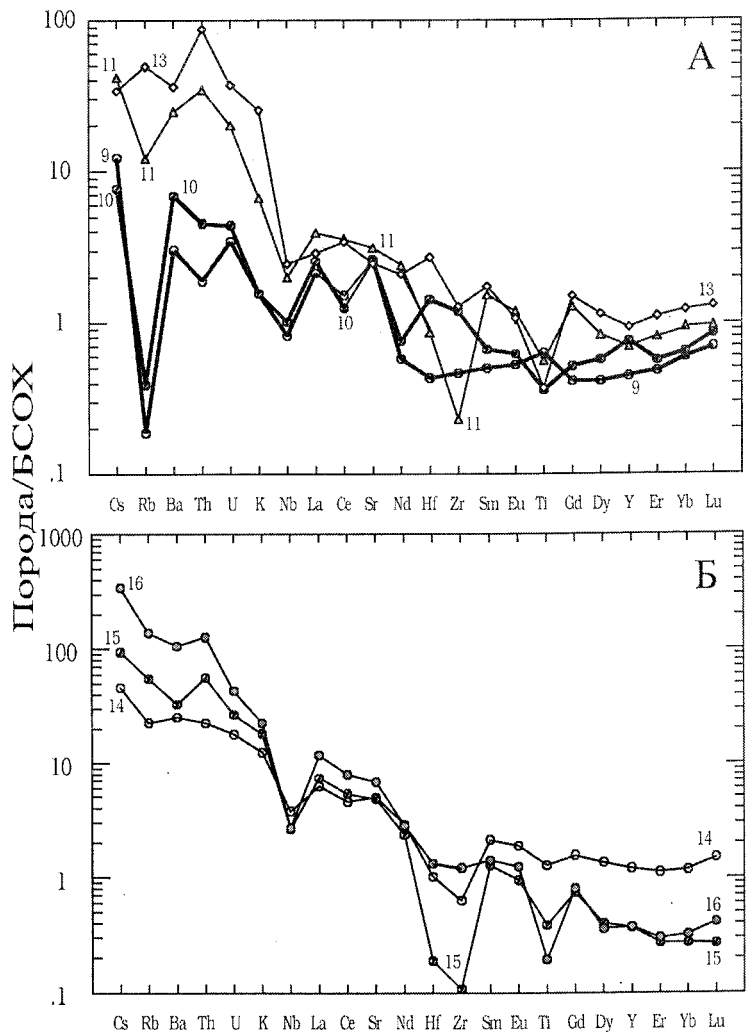
Зв. Вулканические серии Магнитогорской палеоостровной дуге образуют эволюционный ряд, подобный, как отмечалось выше, таковому Тагильской дуги. Он включает бимодальную базальт-плагиориолитовую серию ($D_{1,2}$), полимодальную низко-К известково-щелочную базальт-андезит-риолитовую серию (D_2) и К-Na базальт-трахиандезит-трахит (трахириолит) серию (D_3). Две первые серии не имеют интрузивных комагматов на современном эрозионном срезе, но низкокалиевые гранитоиды были встречены на глубине более 1 км буровыми скважинами на некоторых колчеданных месторождениях (Прокин и др., 1985), что свидетельствует о вулcano-интрузивной природе серий. Верхнедевонские вулканиды сопровождаются довольно крупными интрузивами, среди которых выделяются габбро-гранодиорит-граносиенитовый Верхнеуральский массив, тоналит-гранодиоритовый Краснинский и др. (Эвгеосинклинальные..., 1984; Салихов, Митрофанов, 1994). Породы Магнитогорской дуги по сравнению с одноименными породами Тагильской дуги несколько обогащены большинством литофильных редких элементов (рис. 4). Эта геохимическая особенность, возможно, отражает большой вклад коры в источник островодужных магматитов Магнитогорской дуги по сравнению с Тагильской и подтверждает представления некоторых исследователей (Рапопорт, Рудица, 1998) о наличии под Магнитогорским синклинорием сиалического фундамента.

Рис. 4. Нормированное по базальту срединно-океанических хребтов (БСОХ) (Кузьмин, 1985) распределение редких элементов в породах Тагильской (А) и Магнитогорской (Б) островодужных зон.

Номера те же, что в табл. 3.

4. Надсубдукционные окраинно-континентальные существенно тоналит-гранодиоритовые серии широко распространены на Урале и образуют протяженные пояса в С-З и Ю-В мегаблоках.

4а. В Ю-В мегаблоке породы имеют возраст около 360 млн лет (табл. 1) и образуют субмеридиональную цепь плутонов, часть из которых включена в крупные гранитные батолиты, например, в Челябинский, Суундукский, а часть образует пояс самостоятельных малоглубинных тоналит-гранодиоритовых массивов – Пластовский, Чернореченский, Айдырлинский (рис. 5). Большинство уральских геологов объединяет их в пластовский комплекс (Львов, 1965). Изотопный возраст пород хорошо согласуется с имеющимися геологическими данными. Тоналиты и гранодиориты Челябинского массива встречены в обильных гальках визейских конгломератов у дер. Баландино (Смирнов, 1957). Такие же данные приводятся для тоналитов Суундукского и других южных массивов (Краснова, 1961; Самаркин, Самаркина, 1988). Уровень ста-



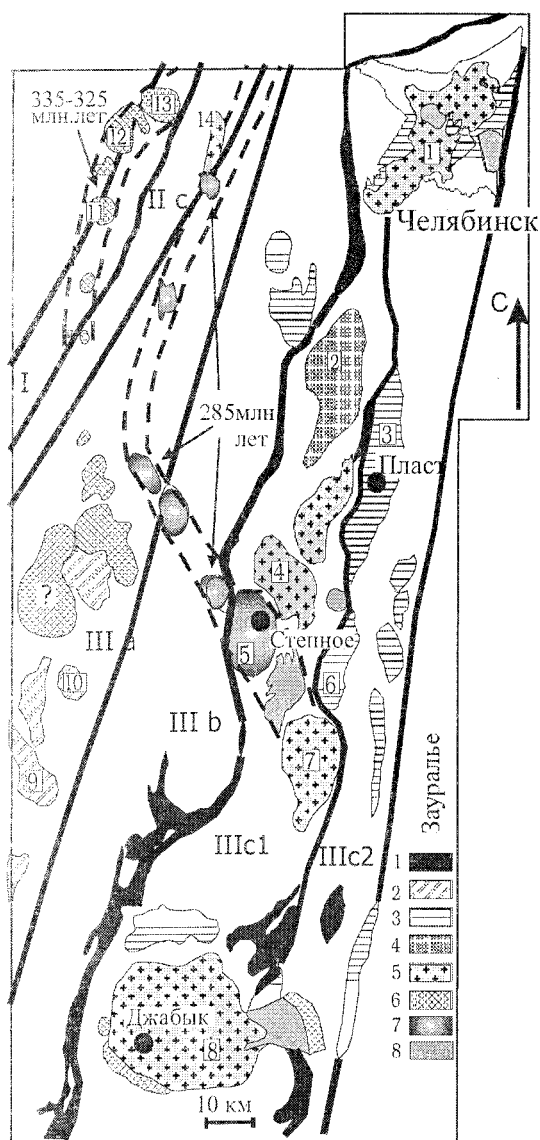


Рис. 5. Схематическая карта гранитных плутонов Ю-В континентальной зоны и ее окружения (составлена на основе геологической карты Урала под ред. И.Д. Соболева).

1 – серпентиниты, 2 – D_3 островодужные гранитоиды Магнитогорской зоны, 3 – окраинно-континентальные тоналит-гранодиоритовые массивы (360 млн лет), 4, 5 – коллизионные граниты (305–290 млн лет): мигматит-плутоны (4), граниты главной фазы (5), 6, 7 – гранитоиды, связанные с континентальными дугами с возрастом 335 млн лет (6) и 285 млн лет (7), 8 – посторогенные граниты.

Главные структуры: I – ГУГР, IIc – С-3 континентальная зона, IIIa – Магнитогорская островодужная зона, IIIb – ЮВ окраинно-континентальная зона, IIIc – ЮВ континентальная зона: IIIc1 – Кочкарский антиклинорий, IIIc2 – Восточно-Уральский прогиб. Штриховыми линиями показаны две дуги с возрастом массивов 335 и 285 млн лет. Цифрами в квадратах обозначены массивы: 1 – Челябинский, 2 – Варламовский, 3 – Пластовский, 4 – Санарский, 5 – Степнинский, 6 – Чернореченский, 7 – Чесменский, 8 – Джабыкский, 9 – Верхнеуральский, 10 – Краснинский, 11 – Аглынский, 12 – Сыростанский, 13 – Тургойский.

новления массивов колеблется от 6–7 до 1–2 кбар. Абиссальные плутоны (например, тела в Челябинском массиве) сопровождаются мигматитами и представляют собой корневые зоны магматической колонны, тогда как гипабиссальные плутоны (Чернореченский или Айдырлинский) тесно ассоциированы с коагматичными андезитоидными вулканитами восточной вулканической зоны Урала (Коротеев, Дианова, Кабанова, 1979). В большинстве случаев породы массивов катаклазированы и метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации вследствие образования до главной фазы коллизии, возраст которой составляет 305–290 млн лет. Массивы инфицированы большим числом даек, варьирующих по составу от габбро и лампрофира до гранит-порфира и сопровождаются золотым оруденением.

Челябинский массив залегает среди силу-

рийско-девонских вулканических и осадочных пород и окаймлен с севера и запада мощной Западно-Челябинской зоной смятия, падающей на восток и содержащей фрагменты офиолитов – серпентинитов и апогаббровых амфиболитов (рис. 5). В этой зоне были найдены метаморфизованные при высоком давлении 11–13 кбар офиолитовые плагиограниты (Осипова, Шардакова, 1998), что наряду с наличием других членов офиолитового комплекса позволяет рассматривать зону как след палеозоны субдукции, контролировавшей формирование Челябинского и других тоналит-гранодиоритовых массивов.

Батолит сложен 4 комплексами. Ранний (смолинский) комплекс представлен деформированными биотит-роговообманковыми эпидот-содержащими тоналитами, гранодиоритами и биотитовыми гранитами с изотопным $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрастом циркона 360 млн лет. Породы этого комплекса пересекаются многочисленными недеформированными или слабо деформированными дайками и небольшими интрузивными телами биотитовых тоналитов и гранодиоритов, сопровождаемых низкокалийевыми биотитовыми гранитами. Эта серия пород образует второй (жильный) комплекс и имеет такой же изотопный $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст 360 млн лет, что и смолинский комплекс. Двуслюдяные микрокли-

новые граниты полетаевского комплекса, предположительно связанного с коллизией, образуют крупный однородный плутон в центральной части массива и имеют $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст 305–300 млн лет. Эти граниты рассекаются двумя плутонами розовых биотитовых микроклипертитовых гранитов посторогенного кремнкульского комплекса, К-Аг возраст биотита из которых составляет 260–280 млн лет (устное сообщение А.И. Грабежева).

Представительные анализы пород приведены в табл. 4. Тоналиты раннего комплекса и габбро жильного комплекса имеют ясные надсубдукционные геохимические признаки, такие как отрицательные аномалии Nb, Zr, Hf, Ti (тренды 5 и 1 на рис. 6 А и 6 Б соответственно). То же самое можно сказать и про гранит раннего комплекса (тренд 3, рис. 6 В), тогда как коллизионные и посторогенные граниты Челябинского массива не имеют аномалий Nb, Zr, Hf, что в какой-то мере подтверждает их геодинамическую интерпретацию. Кремнкульские граниты, кроме того, обогащены Th и U.

Породы смолинского комплекса следуют нормальному тренду фракционирования в координатах $\text{SiO}_2\text{--K}_2\text{O}$ с положительной корреляцией этих компонентов (рис. 7А). Породы следующего комплекса обнаруживают отчетливую бимодальность в распределении SiO_2 и характеризуются калифобным трендом. Кислые породы этого комплекса обеднены K_2O в сравнении с породами раннего комплекса с таким же содержанием SiO_2 . Эта особенность присуща всем надсубдукционным окраинно-континентальным комплексам и, возможно, объясняется образованием гранодиоритов и гранитов второго комплекса в результате переплавления бескальцишпатовых биотитовых базитов, в том числе и

принадлежащих к этому же комплексу. Прямые наблюдения над синплутоническими базитовыми дайками жильного комплекса показывают, что кислые породы, ассоциированные с этими дайками и локализованные в их краевых частях, образовались за счет вторичного плавления вещества даек, представленных Vt-Hbl габбро. Плавление происходит в области стабильности биотита, что обеспечивает малокалиевый состав анатектического расплава. Такие анатектические породы в точности отвечают по химическому составу и содержанию редких элементов остальным кислым породам жильного комплекса, для которых в связи с этим можно предпо-

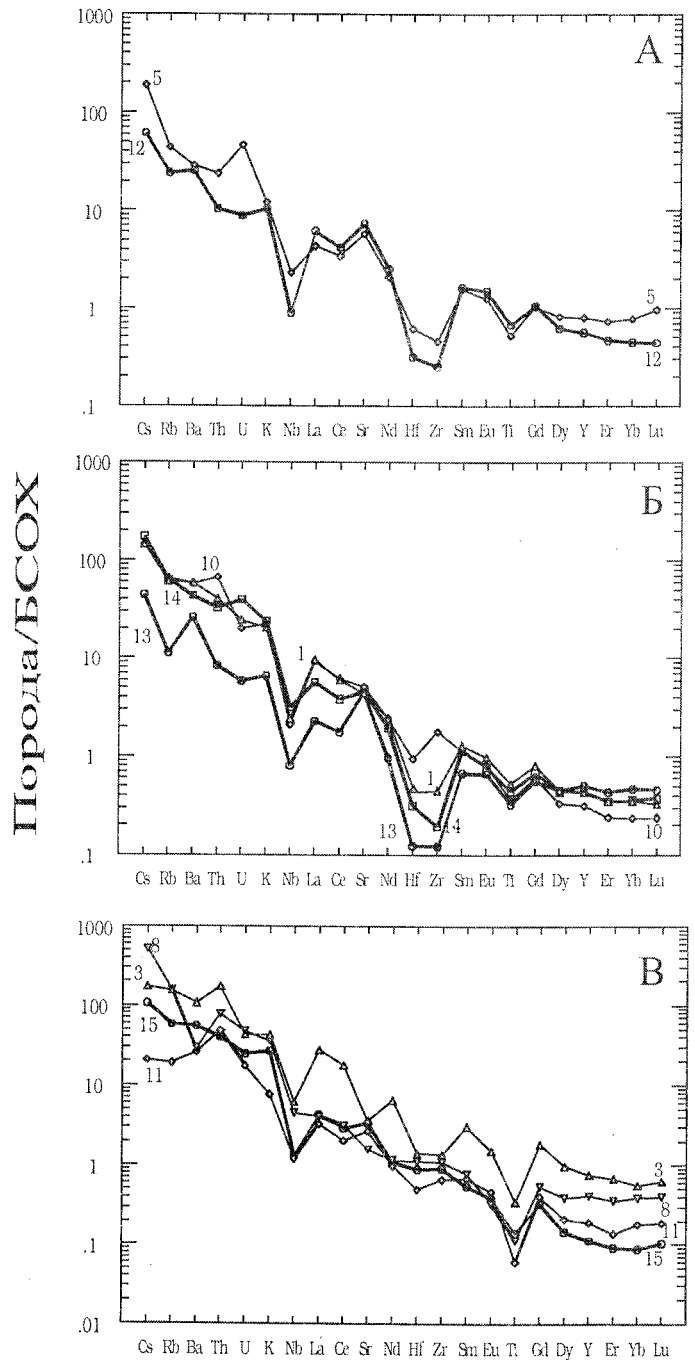


Рис. 6. Нормированное по базальту срединно-океанических хребтов (БСОХ) распределение редких элементов в породах надсубдукционных окраинно-континентальных габбро (А) тоналитах и гранитоидах (Б) и гранитах (В).

Номера те же, что в табл. 4.

Содержание петрогенных (вес. %) и редких (ppm) элементов в типичных породах Челябинского (1-9), Чернореченского (10,11) и Верхисетского (12-15) массивов

No	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	61,64	67,29	70,04	73,77	52,11	70,17	66,67	75,87	75,87	66,55	76,12	49,22	66,24	65,66	72,96
TiO ₂	0,79	0,47	0,52	0,21	0,78	0,34	0,57	0,17	0,25	0,53	0,09	1,01	0,49	0,66	0,21
Al ₂ O ₃	14,72	15,49	14,74	13,57	13,23	16,11	15,91	13,55	13,18	16,24	13,62	16,88	15,36	15,26	15,75
Fe ₂ O ₃	4,98	2,88	1,40	1,40	4,11	1,54	1,52	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	6,78	4,25	2,51	0,65
FeO	1,08	0,72	1,53	0,36	5,67	0,87	2,04	1,37*	1,26*	3,91*	0,84*	4,31	1,67	2,15	1,15
MnO	0,10	0,06	0,04	0,03	0,20	0,05	0,06	0,25	0,16	0,07	0,03	0,22	0,16	0,08	0,03
MgO	3,88	1,96	1,21	0,59	7,24	1,11	1,87	0,05	0,06	1,35	0,18	4,17	1,61	2,27	0,53
CaO	4,96	2,82	1,93	1,19	9,22	3,37	3,75	0,97	0,9	3,39	1,42	9,81	5,60	3,76	1,47
Na ₂ O	4,68	4,17	3,60	3,13	3,08	3,59	4,88	3	3,25	3,31	5,2	3,54	3,73	4,50	4,35
K ₂ O	2,34	3,54	4,87	5,39	1,39	1,57	1,40	4,03	4,48	2,57	0,87	1,19	0,75	2,74	3,04
P ₂ O ₅	0,21	0,14	0,22	0,09	0,32	0,13	0,20	0,06	0,04	0,2	0,02	0,51	0,19	0,21	0,03
Сумма	99,17	99,40	100,10	99,73	97,35	98,85	98,87	99,32	99,45	98,12	98,39	97,64	100,05	99,80	100,17
Li	21,46	14,21	59,54	3,84	33,23	48,97	65,51	40,21	24,98	21,97	5,71	10,42	8,34	20,12	20,74
Rb	67,7	85,7	172,2	112,6	49,5	124,8	152,8	172,8	292,9	73,3	21,0	27,04	12,54	70,12	64,3
Cs	1,87	2,25	2,23	1,71	2,44	3,72	5,08	6,71	2,90	1,88	0,27	0,80	0,58	2,27	2,50
Sr	541,7	511,0	433,4	291,9	704,4	529,1	622,6	191,7	118,0	616,6	323,0	889,0	546,8	552,6	402,6
Ba	834,3	1145,3	1523,1	984,4	411,1	628,1	579,8	410,3	296,3	826,7	367,4	363,6	371,4	611,8	777,6
Sc	12,81	6,83	16,83	21,14	54,11	15,35	18,24	3,32	5,25	7,78	3,36	21,53	8,44	8,66	4,16
V	99,1	44,3	57,3	43,0	307,4	34,3	61,1	13,6	11,8	70,8	9,70	266,9	95,9	69,8	12,1
Cr	91,26	33,25	24,08	53,17	343,27	43,94	38,35	3,05	0,78	32,70	7,21	7,44	5,94	33,67	1,55
Co	14,45	6,18	7,60	5,79	43,65	5,39	8,81	1,58	1,15	9,91	1,33	27,55	8,63	8,67	0,59
Ni	42,10	14,25	30,38	51,64	0,00	17,80	59,71	3,87	4,92	21,82	3,54	9,06	1,77	21,24	2,12
Cu	16,33	3,59	87,12	665,10	82,09	52,64	64,74	4,40	4,66	20,04	11,46	72,17	17,10	22,05	2,05
Zn	66,64	44,29	102,10	631,98	239,45	108,38	116,60	64,00	34,47	63,52	11,68	96,84	66,17	13,53	8,68
Ga	18,32	17,44	42,16	36,84	25,28	35,04	36,36	18,04	23,00	21,20	17,96	20,77	18,40	16,94	18,46
Y	14,79	10,10	26,12	35,97	27,20	17,19	18,75	14,11	14,85	10,79	6,49	19,08	17,18	15,08	3,83
Nb	8,64	11,41	21,87	12,46	8,27	14,61	17,85	16,01	49,47	7,58	4,31	3,17	2,87	11,32	4,73
Ta	0,05	0,18	3,52	2,21	1,47	2,22	3,05	2,36	5,13	0,58	0,50	0,12	0,92	0,84	0,39
Zr	40,2	128,7	122,4	225,9	40,6	235,2	338,9	97,6	129,9	161,4	59,00	22,36	6,16	17,35	80,6
Hf	1,06	3,45	4,01	9,70	1,75	6,84	10,90	3,20	5,19	2,73	1,42	0,89	0,35	0,91	2,53
Mo	0,30	0,24	4,59	5,68	5,04	4,12	4,16	0,12	1,92	0,03	0,00	0,38	0,13	1,31	0,01
Sn	9,12	3,30	2,48	2,53	1,39	2,70	5,67	8,55	6,56	0,00	0,31	1,22	2,35	1,52	1,09
Pb	13,79	23,06	28,79	50,67	33,20	29,45	19,81	29,36	38,23	22,38	12,78	8,73	7,44	7,18	13,63
U	1,82	3,93	3,19	5,78	3,49	5,64	7,54	3,50	19,96	1,49	1,30	0,66	0,44	2,95	1,83
Th	7,48	15,67	31,89	18,55	4,42	19,68	34,10	14,23	43,13	12,34	8,73	1,91	1,54	6,05	7,29
La	38,19	32,99	108,15	44,95	17,03	39,76	84,76	15,34	37,24	68,66	73,61	24,26	49,95	21,24	46,02
Ce	71,25	68,74	208,95	86,77	40,96	71,07	81,76	37,24	68,66	73,61	24,26	49,95	21,24	46,02	34,37
Pr	7,65	6,53	21,49	10,00	5,14	6,91	14,78	3,58	6,32	7,47	2,85	6,49	2,64	5,68	3,45
Nd	27,13	21,46	70,77	37,76	22,72	23,36	48,57	12,77	19,26	26,39	10,66	27,69	10,50	21,45	11,78
Sm	4,69	3,60	10,88	7,52	5,59	4,43	6,83	2,86	2,87	4,13	2,45	5,86	2,44	4,15	1,97
Eu	1,29	0,96	1,96	1,78	1,63	1,11	1,27	0,43	0,41	1,07	0,61	1,94	0,87	1,03	0,50
Gd	3,85	2,72	8,72	6,00	4,86	3,52	5,77	2,59	2,34	2,87	1,93	5,00	2,67	3,23	1,54
Tb	0,55	0,38	1,13	1,01	0,77	0,49	0,68	0,42	0,34	0,41	0,26	0,71	0,41	0,44	0,16
Dy	2,69	2,05	5,88	6,37	4,90	3,06	3,65	2,35	1,96	1,99	1,26	3,69	2,71	2,61	0,87
Ho	0,55	0,37	0,93	1,37	1,07	0,58	0,66	0,48	0,40	0,38	0,23	0,70	0,61	0,53	0,15
Er	1,40	0,97	2,71	3,84	2,87	1,58	1,83	1,43	1,32	0,95	0,55	1,85	1,73	1,38	0,36
Tm	0,21	0,15	0,34	0,71	0,44	0,23	0,27	0,22	0,25	0,14	0,09	0,27	0,27	0,21	0,05
Yb	1,30	0,90	2,07	4,65	2,89	1,31	1,76	1,44	1,82	0,88	0,68	1,65	1,74	1,35	0,33
Lu	0,18	0,15	0,35	0,97	0,54	0,23	0,35	0,23	0,30	0,13	0,11	0,24	0,26	0,21	0,06

Примечание. 1-4: тоналит, гранодиорит, адалмеллит и гранит смолинского комплекса, 5-7: габбро, адалмеллит и гранодиорит жильного комплекса (г. Челябинск. Новосмолинский карьер), 8 - полетаевский гранит (кольцевая дорога, в 4 км к югу от перекрестка с дорогой на Кременкуль), 9 - кременкульский гранит (карьер Кременкуль); 10, 11 - гранодиорит и гранит-порфир (дорога Чесма-Черноречье, 750 м. южнее моста через р. Уй); 12 - габбро чувосовского комплекса (14 км Московского тракта), 13 - таватуйский гранодиорит (2 км к западу от пос. Калиново), 14 - исетский гранодиорит (64 км Нижне-тагильского тракта), 15 - ятский гранит (Чертово городище).

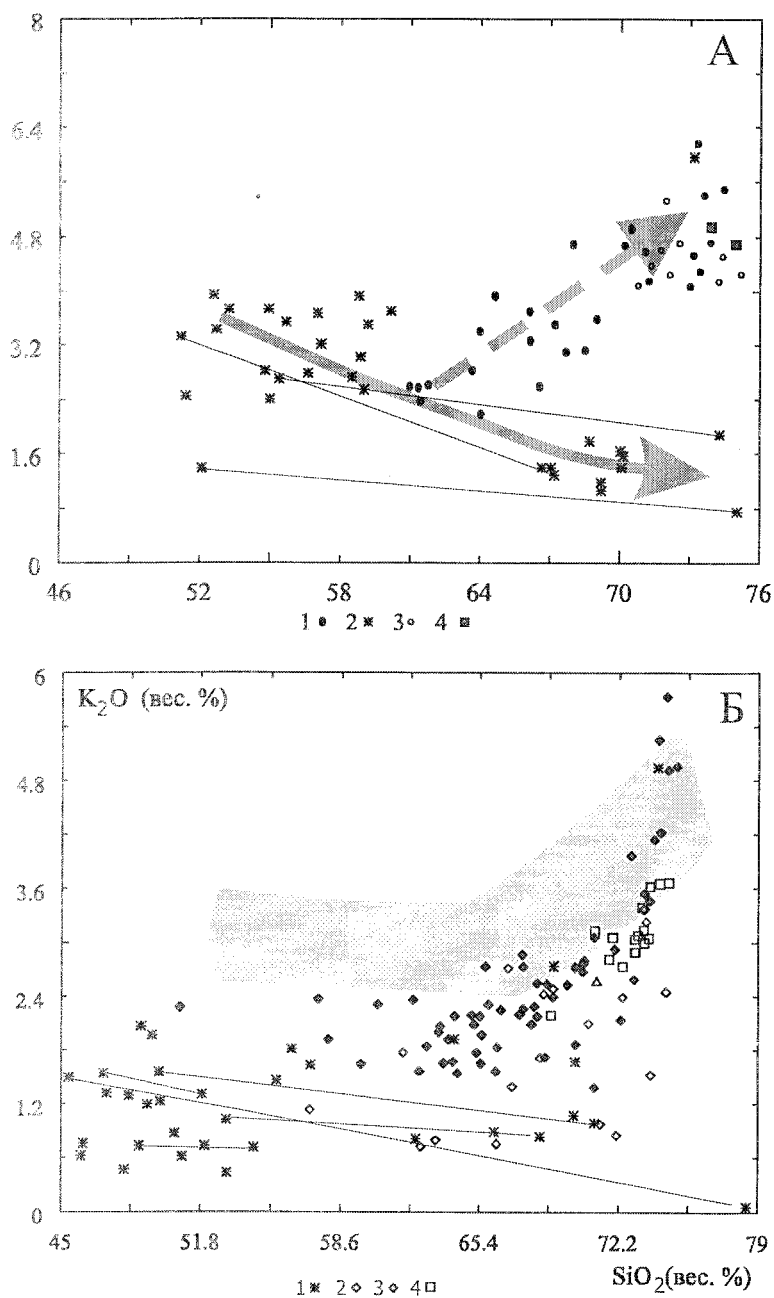


Рис.7. Диаграммы $K_2O - SiO_2$ для Челябинского (А) и Верхисетского (Б) массивов.

А: 1 – тоналиты, гранодиориты и граниты смолинского комплекса; 2 – габбро, тоналиты, гранодиориты и граниты жильного комплекса, 3 – полетаевские граниты, 4 – кремкульские граниты.

Тонкие сплошные линии соединяют породы разного состава из одного и того же жильного тела. Толстые серые линии показывают тренды фракционирования (штриховая) и частичного плавления (сплошная). Положительная корреляция $SiO_2 - K_2O$ является результатом нормального фракционирования, тогда как негативная обусловлена, по-видимому, частичным плавлением бескалциевых базитов в поле стабильности биотита.

Б: Серии: 1 – чувовская, 2 – таватуйская, 3 – исетская, 4 – аятская. Как и на диаграмме А, тонкие сплошные линии соединяют породы из одного и того же жильного тела.

Затененное поле представляет тренд фракционирования в Челябинском массиве.

бинского массива (табл. 4).

4б. Тоналит-гранодиоритовые массивы С-3 мегаблока имеют общие черты с вышеописанными массивами Ю-В мегаблока. Как и южноуральские массивы, они образуют протяженные пояса в пределах окраинно-континентальной и континентальной зон, в которые входят многие плутоны (Орогенный..., 1994).

лагать такие же условия формирования.

Малоглубинные плутоны являются моноформационными. В качестве примера рассмотрим Чернореченский массив, который сложен $Vt-Nb1$ гранодиоритами с первичным эпидотом, являющимся типоморфным минералом надсубдукционных окраинно-континентальных серий, образование которого обусловлено повышенным содержанием воды в магме. Породы содержат большое количество включений (автолитов) $Vt-Nb1$ и $Nb1$ микродиоритов и рассеяны обильными дайками гранодиорит- и гранит (плаггиогранит)-порфиров. По составу и трендам распределения редких элементов они подобны породам жильного комплекса Челя-

бинского массива (табл. 4). Крупнейший из них – Верхисетский – включает как минимум три комплекса деформированных пород с возрастом около 320 млн лет: чувовской габбро-тоналитовой, таватуйский тоналит-гранодиоритовый и исетский тоналит-гранодиоритовый и прорывающие их недеформированные граниты аятского комплекса с возрастом 276–300 млн лет (Bea et al., 1997; Montero et al., 2000). Остальные массивы состоят преимущественно из одного или нескольких из перечисленных комплексов. Как и в Челябинском массиве, молодые граниты оторваны примерно на 40 млн лет от предшествующего преимуществен-

но среднего по составу магматизма (табл. 1).

Веское доказательство надсубдукционной природы тоналит-гранодиоритовых серий С-3 мегаблока – их латеральная геохимическая зональность, аналогичная той, что наблюдается в современных надсубдукционных обстановках. Содержание K_2O и некогерентных редких элементов в гранодиоритах с содержанием SiO_2 65–67% (наиболее распространенный тип пород) возрастает с запада на восток (Орогенный..., 1994; Fershtater et al., 1997; Bea et al., 1997) с разными трендами для массивов из окраинно-континентальной и континентальной зон (рис. 8). Последнее означает, что формирование массивов в этих структурах контролировалось разными субдукционными зонами, падающими на восток: в окраинно-континентальной – предположительно Серовско-Маукской сутурой (имеющей сейчас крутое западное падение), а в континентальной – одной из более восточных. Не исключено, что отмеченные разные, но однонаправленные, тренды латеральной зональности, являются прямым доказательством перескока зоны субдукции с сохраняющимся восточным падением.

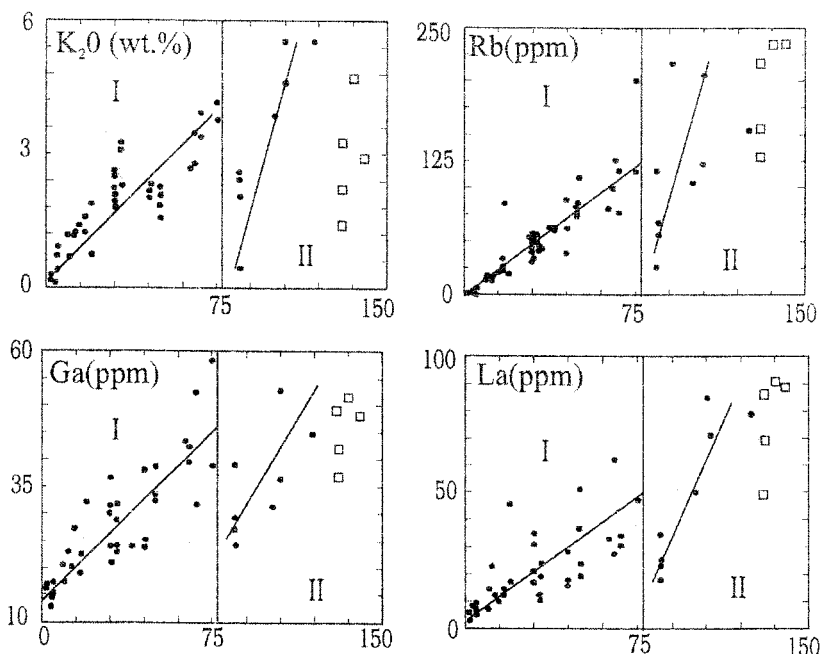
Типичные анализы пород приведены в табл. 4. Распределение редких элементов в породах Верхисетского массива близко к таковому для Челябинского (рис. 6). При том же содержании SiO_2 породы первого обеднены калием по сравнению с Челябинским массивом

(рис. 7В), что отражает общую для Урала закономерность, обусловленную ростом сиаличности коры с запада на восток. Как следует из данных о возрасте пород, эта особенность структуры Урала существовала ко времени формирования Челябинских гранодиоритов, т.е. уже в конце девоне.

В заключение описания окраинно-континентальных надсубдукционных массивов суммируем их особенности, свидетельствующие о подобном генезисе массивов. Породы уральских массивов обладают общими особенностями состава с заведомо надсубдукционными батолитами запада Американского континента: существенно тоналит-гранодоритовый состав, наличие первичного эпидота, биотит-роговообманковый парагенезис, отсутствие европейской аномалии на трендах распределения РЗЭ. Латеральная зональность уральских гранитоидов аналогична той, что наблюдается в западно-американских батолитах. Сходны и детали геологического положения и эволюции. Например, различие в возрасте и составе пород перуанского Берегового тоналит-гранодиоритового батолита и расположенного в 50 км восточнее преимущественно гранитного батолита Кордильера Бланка (Atherton and Sanderson, 1985; Petford and Atherton, 1996) примерно такие же, как между тоналит-гранодиоритовыми и гранитной сериями Верхисетского батолита. В указанных выше работах различия в составе южноамери-

Рис. 8. Концентрации K_2O , Rb, Ga, La в гранодиоритах с содержанием $SiO_2=65-67\%$ в зависимости от расстояния от Серовско-Маукской структуры для пород С-3 мегаблока (черные точки) и от зоны ГУГР для Челябинского массива (открытые квадраты).

Поле I отвечает породам из массивов окраинно-континентальной зоны, а поле II – массивам из континентальной зоны. Те и другие отвечают разным трендам, которые показаны сплошными линиями. Челябинские гранодиориты из ЮВ континентальной зоны обычно не принадлежат тренду II.



Расстояние (км) от Серовско-Маукской сутуры и зоны ГУГР (только для Челябинского массива)

канских батолитов объясняется увеличением мощности коры с 30 км в зоне развития Берегового батолита до 50 и более км под батолитом Кордильера Бланка в результате андерплэйтинга базитовой магмы, поставившей тепло и вещество для развивающегося гранитоидного магматизма.

Мощность современной земной коры под Верхисетским батолитом оценивается в 50–55 км (Дружинин и др., 1998). Сходство его гранитной серии с батолитом Кордильера Бланка позволяет предположить, что Верхисетский массив начал формироваться на коре мощностью примерно в 30 км и за 40 млн лет к моменту завершения становления гранитов мощность коры возросла до современной величины 55 км. Как и в случае южноамериканских батолитов, главным механизмом роста коры был андерплэйтинг (Веа et al., 1997), проявления которого фиксируются синплутоническими дайками базитов (Зинькова, Ферштатер, 1999).

5а. Длительный коллизионный гранитный магматизм (305–290 млн лет) сконцентрирован в континентальной зоне Ю-В мегаблока. Граниты локализованы в пределах Кочкарского антиклинория и залегают среди метаморфизованных, преимущественно в условиях амфиболитовой фации, осадочных толщ (рис. 5), сводный разрез которых следующий (снизу вверх): биотитовые ортогнейсы – карбонатные и терригенные породы – слоистые флишюиды – биотитовые и биотит-рогообманковые парагнейсы аркозового и грауваккового состава – мраморы. Сильная дислоцированность пород затрудняет определение мощности отдельных подразделений, но можно полагать, что суммарная мощность названного разреза превышает 10 км.

В пределах 305–290 млн лет последовательность гранитоидного магматизма выглядит следующим образом: формирование мигматит-плутонов (например Варламовский массив; $P_{\text{общ}} = 6-8$ кбар, $P_{\text{H}_2\text{O}} = 0.8-0.9 P_{\text{общ}}$, Ферштатер, 1987; Орогенный..., 1994), синхронных с главной фазой регионального метаморфизма; затем следует главная фаза гранитного магматизма (Санарский, большая часть Джабыкского и многие другие массивы; $P_{\text{общ}} = 3-5$ кбар, $P_{\text{H}_2\text{O}} = 0.5-0.7 P_{\text{общ}}$), с которыми связано формирование зонального ореола метаморфизма вокруг массивов и завершается он формированием многочисленных даек и небольших интрузивных тел адамеллитов и гранитов ($P_{\text{общ}} = 2-3$ кбар, $P_{\text{H}_2\text{O}} = 0.3-0.5 P_{\text{общ}}$), вызывающих метасоматические

преобразования метаморфических пород, такие как скарнирование, альбитизация и калишпатизация.

Большая часть плутонов залегает среди ортогнейсов. Последовательное уменьшение при этом глубины становления гранитов в ходе коллизии с 25–20 до 6–8 км свидетельствует о подъеме территории примерно на 10–15 км.

Наиболее представительный Джабыкский батолит в последние годы был детально изучен с точки зрения изотопии (Montero et al., 2000). Rb-Sr возраст гранитов главной фазы по породе в целом и $^{207}\text{Pb}-^{206}\text{Pb}$ (метод Кобера) и U-Pb (ионный микрозонд) возраст отдельных зерен циркона был определен как около 290 млн лет при первичном $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношении 0.7043–0.7049; ϵNd_{290} всегда положительный и варьирует от 0.8 до 1.6. Подобные изотопные характеристики позволяют предположить, что земная кора, которая была источником гранитных магм, имеет преимущественно палеозойский возраст и образована в результате переотложения и гранитизации океанической и островодужной коры с низкими Rb/Sr и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношениями. Это предположение подкрепляется особенностями редкоэлементного состава гранитов и вмещающих гнейсов (Ферштатер и др., 1998б).

5б. Подошву коллизионных гранитов С-З континентальной зоны слагают мигматизированные докембрийские метаморфические породы, а в кровле массивов залегают силурийско-девонские вулканогенно-осадочные породы (рис. 9). Важная общая минералогическая особенность гранитов – наличие ортоклаза, который лишь в прикровлевой части массивов частично замещается микроклином. Адуйский и Мурзинский массивы включают два комплекса: ватихский, слагающий нижнюю часть массивов, и мурзинский, залегающий в их верхней части (Орогенный..., 1994). Детальное изотопное изучение Мурзинского массива (Montero et al., 2000) показало его изотопную гетерогенность: граниты ватихского комплекса характеризуются высоким содержанием радиогенного стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{init}} = 0.7093$), тогда как в гранитах мурзинского комплекса оно значительно ниже ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{init}} = 0.7042$). Значение ϵNd_{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 $^{207}\text{Pb}-^{206}\text{Pb}$ и U-Pb возраста гранитов того и другого комплекса варьируют в пределах 248–259 млн лет. При этом наиболее надежные определения воз-

раста циркона лежат в узком интервале 250–255 млн лет, который и принимается за возраст пород. Изотопная гетерогенность гранитов свидетельствует о соответствующей гетерогенности их источника, что подтверждается и геологическими данными. Согласно геологическим наблюдениям, протолитом гранитов ватихского комплекса были мигматизированные докембрийские ортогнейсы с реликтами парагенезисов гранулитовой фации, тогда как граниты мурзинского комплекса с низким содержанием $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{init}}$ соотношением, как отмечалось, контактируют с палеозойскими вулканитами (рис. 9). Параметры магмогенерации для нижнего ватихского комплекса составляют $P_{\text{общ}} = 8\text{--}9$ кбар, $P_{\text{H}_2\text{O}} = 0.4\text{--}0.5P_{\text{общ}}$, для верхнего мурзинского: $P_{\text{общ}} = 5\text{--}4$ кбар и $P_{\text{H}_2\text{O}} = 0.7\text{--}0.8 P_{\text{общ}}$ (Орогенный..., 1994).

В южной части С-3 континентальной зоны в 300 км южнее Мурзинского массива расположен Кисегачский гранитный массив. Rb-Sr возраст массива, определенный Ю.Л. Ронкиным, составляет около 265 млн лет, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{init}} = 0.7058\text{--}0.7078$ (Бушляков, Баженов, 1998). Можно думать, что различие в 10–15 млн лет в возрасте Кисегачского и Мурзинского массивов отражает С-В миграцию гранитного магматизма вследствие косой коллизии, предполагаемой многими уральскими геологами (Язева, Бочкарев, 1998; Иванов, 1998; Пучков, 2000). Скорость С-В смещения при этом определяется в 2,5–3 см/год.

Изотопная гетерогенность континентальных гранитов С-3 мегаблока контрастирует с изотопной однородностью бедных радиогенным стронцием гранитов Ю-В мегаблока. Наряду с ясными геохимическими различиями (Ферштатер и др., 1998б), эти особенности гранитов отражают различия в строении и составе земной коры континентальных зон этих структур, которые обсуждаются ниже.

6–7. Постсубдукционное растяжение, связанное с завершением формирования девонской Магнитогорской островодужной системы, сопровождалось раннекаменноугольным рифтогенным магматизмом, который представлен магнитогорской габбро-гранитоидной серией. В это же время формируются крупные тектонические нарушения, контролируемые гранитоидный магматизм с возрастом 335–330 млн лет. Представителем этого магматизма являются массивы Тургоякско-Сыростанской группы (Ферштатер и др., 2000; Montero et al., 2000) и так называемого балбукского комплекса (Салихов, Мит-

рофанов, 1994), приуроченные к дуговой структуре, секущей зону ГУГР и северную часть Магнитогорского прогиба (рис 5). Природа подобных дуговых структур во многом не ясна. Они прослеживаются вплоть до мантийного уровня (Steer et al., 1998) и, возможно, представляют собой крупные структуры постколлизиионного растяжения.

Магнитогорская габбро-гранитная серия представлена небольшими (площадью до 150 кв. км) гипабиссальными массивами, залегающими среди комагматичных раннекаменноугольных базальт-риолитовых вулканитов (Эвгеосинклинальные..., 1984; Ферштатер, Беа, 1993). Массивы по форме и внутреннему строению образуют два типа: 1 – существенно габбровые штоки, в которых граниты, в том числе эгириновые, являющиеся внутрикамерными дифференциатами базитовой магмы, слагают апикальную часть мощностью 50–200 м и ниже через зону эруптивных брекчий сменяются габброидами, фракционирование характеризуется феннеровским типом; 2 – пестрые по составу преимущественно гранитоидные пластообразные залежи; вариации состава пород обусловлены дифференциацией боуэновского типа в промежуточных очагах. Типичные анализы пород приведены в табл. 5. Штокообразные массивы сопровождаются кумулятивными титаномагнетитовыми и скарновыми магнетитовыми месторождениями. Rb-Sr и Sm-Nd (Ронкин, 1989) возраст массивов (333–330 млн лет, табл. 1) прекрасно согласуется с геологическими данными (Эвгеосинклинальные..., 1984), а значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{init}} = 0.7031$ и $\epsilon\text{Nd}_{330} = +5.8$ свидетельствуют о преимущественно мантийном источнике магматитов.

Типичным представителем массивов, образующих раннекаменноугольные континентальные дуги, является, как отмечалось, Сыростанский массив, подробно изученный нами в последние годы (Ферштатер и др., 2000; Montero et al., 2000). Массив образует изометричное в плане тело преимущественно гранодиоритового состава. В южной части массива вскрыта его корневая зона, сложенная мигматизированными габброидами и производными от них анатектическими гранодиоритами (табл. 5), которая сформировалась на глубине более 20 км ($P_{\text{общ}} = P_{\text{H}_2\text{O}} = 7$ кбар). Центральная и северная часть массива сложена гранодиоритами и гранитами интрузивной серии, минеральные равновесия которых отвечают давлению 4–3 кбар

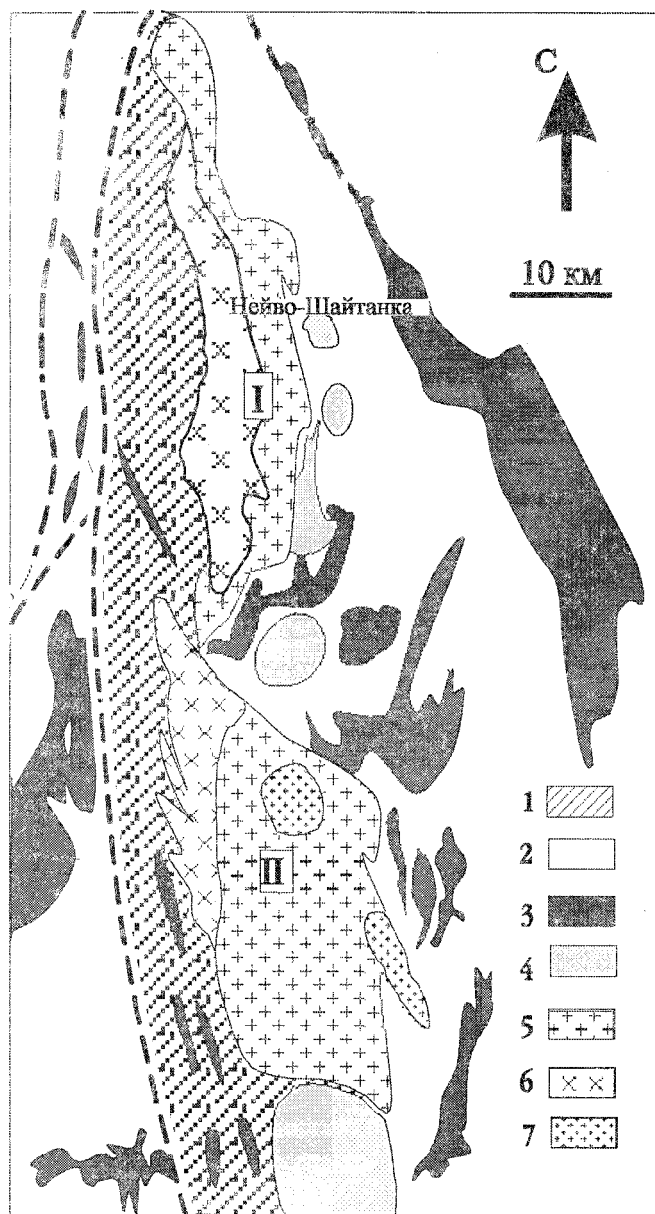


Рис. 9. Схематическая геологическая карта Мурзинского (I) и Адуйского (II) массивов (составлена по материалам геолого-съёмочных работ).

1- докембрийские метаморфические породы, включающие мигматиты подошвы массивов, 2 – палеозойские вулканогенные и осадочные породы, 3 – серпентиниты, 4 – каменноугольные тоналиты, гранодиориты и граниты, 5 – 7 – граниты мурзинского (5), ватихского (6) и малышевского (7) комплексов.

магматитов. Однако указания на такое участие имеются: в цирконах из гранитов П. Монтеро были установлены ядра с возрастом 1.8 млрд лет.

Массивы с возрастом около 285 млн лет имеют монцодиорит-гранитный состав и образуют наиболее крупные и хорошо проявленные дуги (Пучков и др., 1986). Их формирование связано с растяжением после завершения коллизии в Ю-В мегаблоке. Массивы имеют концентрически зональную структуру, наиболее детально изученную в типовом, для рассматриваемой группы, Степнинском массиве (Орогенный..., 1994; рис. 5, 10). Ядро массива сложено монцогаббро ($Sr_{px}+Hbl+Bt+An_{40-20}+Or$) и монцодиоритами ($Hbl+Bt+An_{35-20}+Or+Q$), содержащими многочисленные ксенолиты ороговикованных метapelитов и вулканитов. Это ядро окружено неполнокольцевой интрузией порфировидных Hbl-Bt граносиенитов, внедрение которых происходило в неполностью закристаллизованные породы ядра и сопровождалось интенсивными процессами смешения с образованием широкой гаммы пород промежуточного состава между монцодиоритом и граносиенитом. Внешняя часть массива представлена интрузией крупнозернистых биотитовых гранитов, а завершается магматизм внедрением многочисленных даек мелкозернистых лейкогранитов, секущих кольцевые интрузии.

Все названные выше породы имеют один и тот же возраст около 283 млн лет (возраст циркона по методу Кобера, ионному микрозонду, Rb-Sr по породе в целом – Bea et al., 2000). Породы имеют низкое значение $^{87}Sr/^{86}Sr_{init} = 0.7045$, которое, как и в Джабыкском массиве, сочетается с типично коровой геохимией. По сравнению с

(глубина около 10 км). Расположенный севернее Тургойский массив был сформирован на глубине 5–6 км (Ферштатер и др., 2000). Столь значительный эрозионный срез, характерный для большинства массивов, расположенных в зоне ГУГР или примыкающих к ней, обусловлен мощными тектоническими движениями, сопровождавшими интрузию. В интервале 335 млн лет (возраст деформированных габбро и гранитоидов Сыростанского массива – Montero et al., 2000) – 325 млн лет (возраст недеформированных гранитов) эти движения затухают. Следует обратить внимание на низкое $^{87}Sr/^{86}Sr_{init} = 0.7031-0.7038$ для габбро и гранитоидов Сыростанского массива (Montero et al., 2000, табл. 1), свидетельствующее о минимальном участии древней континентальной коры в источнике

Рис. 10. Схематическая геологическая карта Степнинского массива (составлена по материалам Р.Н.Шагиной).

1 – палеозойские вулканогенные и осадочные породы, 2 – роговики, 3 – монцодиориты и монцогаббро, 4 – граносиениты, 5 – граниты.

Сыростанским массивом они обогащены такими элементами как K, Rb, Cs, Th, Zr, Nb, Sn, имеют более высокое Zr/Hf отношение (табл. 5), свидетельствующими о континентальной коре, как протолите гранитоидов. Модельный возраст неодима – 370–320 млн лет, подтверждает высказанные выше предположения о молодом возрасте континентальной земной коры Ю-В мегаблока.

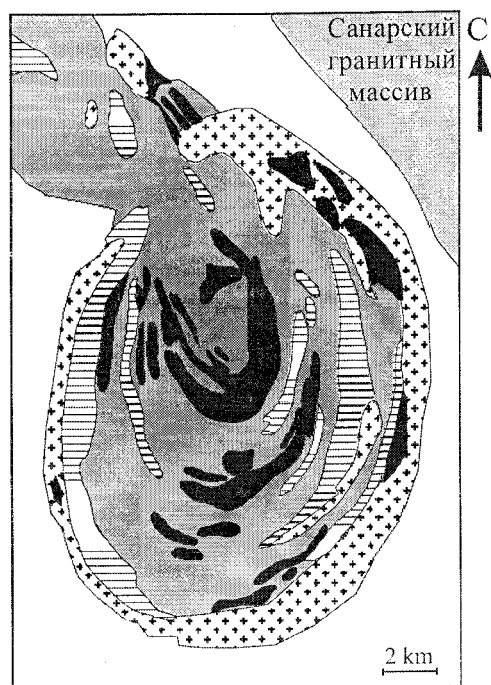
8. Гранитоидный магматизм в континентальных зонах Урала завершается через 30–40 млн лет после становления коллизионных гранитов внедрением небольших массивов редкометальных гранитов (Грабежев и др., 1987), которые в Ю-В мегаблоке представлены кремнекульским комплексом (K-Ar возраст мусковита 260–280 млн лет), а в С-З – мальшевским (K-Ar возраст биотита 220–240 млн лет – Левин и др., 1995). Массивы этих комплексов располагаются в пределах крупных батолитов коллизионных гранитов – Челябинском и Адуйском – и сопровождаются молибденитовой минерализацией (в мальшевском комплексе имеющей промышленное значение).

Обсуждение результатов

Приведенные выше данные позволяют точно (в пределах, допустимых современным состоянием науки) датировать такие важные события геологической истории Урала, как субдукция и коллизия, и проследить основные этапы формирования континентальной земной коры.

Гранитоиды 1 и 2 групп (офиолитовые плагиограниты и гранитоиды, связанные с транспортом офиолитов) не играют большой роли в формировании коры Уральского орогена, но они фиксируют самые начальные стадии его развития. Первичные K-Ar, Rb-Sr и Sm-Nd системы уральских офиолитов обычно не сохраняются и единственная возможность изотопного датирования этих начальных стадий связана с изучением циркона плагиогранитов, что и будет сделано в будущем.

Самые ранние надежно датированные



1 [белый квадрат] 2 [темный овал] 3 [серый квадрат] 4 [горизонтальные линии] 5 [звездочки]

палеонтологически магматиты, формирующие кору островодужного типа, зафиксированы в Тагильской зоне, где они имеют O_3-S_1 возраст. Вулканиды, сопровождаемые медноколчеданными месторождениями, и их интрузивные аналоги слагают нижнюю часть Тагильской островной дуги. Сверхглубокая скважина СГ-4 показала, что вулканические и субвулканические породы слагают не менее 5 км этой части коры, но можно полагать, что мощность их интрузивных комагматов по крайней мере не меньше. Верхняя часть коры Тагильской зоны сложена S_2-D_2 вулканогенными и осадочными породами, интродированными гипабиссальными габбро-сиенитовыми и габбро-гранитоидными плутонами, которые сопровождаются скарновыми железорудными и медными месторождениями. Геофизические данные свидетельствуют об отсутствии под рассмотренным разрезом сиалического основания (Алейников и др., 1978).

В Магнитогорской дуге и задуговом бассейне нижняя часть обнаженной коры представлена преимущественно $D_{1,2}$ вулканитами. Имеются прямые данные глубокого бурения, свидетельствующие о том, что под ними залегают комагматичные интрузивы, которыми, по-видимому, и сложена большая часть коры. Верхняя ее часть сложена D_3 вулканитами и их интрузивными комагматами (группа 3в), перекрытыми зилаирским флишем.

В генерализованном виде разрез земной

Таблица 5

Содержание петрогенных (мас. %) и редких (ppm) элементов в типичных породах магнитогорской серии (1–6), Сыростанского (7–12) и Степнинского (13–16) массивов

Обр.	1	2	3	4	5	6	7**	8**	9**
SiO ₂	50.20	53.86	51.32	58.63	70.30	71.90	49,7	50,49	66,55
TiO ₂	2.90	2.15	1.80	1.43	0.41	0.43	1,45	1,53	0,65
Al ₂ O ₃	13.90	14.48	15.37	17.24	14.26	9.63	16,13	15,88	16,71
Fe ₂ O ₃	4.87	4.10	5.50	2.28	Не опр.	5.77	Не опр.	Не опр.	Не опр.
FeO	6.84	6.64	4.32	3.59	3.36*	0.89	8,58*	8,31*	3,33*
MnO	0.19	0.20	0.13	0.13	0.07	0.16	0,16	0,13	0,06
MgO	4.70	3.94	6.24	2.34	0.77	0.28	6,9	7,3	1,64
CaO	9.55	6.82	9.03	5.35	1.60	0.50	8,1	7,93	3,61
Na ₂ O	3.51	4.22	2.35	4.97	4.50	5.97	3,89	3,73	4,83
K ₂ O	0.57	1.35	1.21	1.68	3.86	3.70	2,16	2,26	2,2
P ₂ O ₅	1.05	0.34	0.27	0.61	0.05	0.02	0,53	0,61	0,27
Сум	98.28	98.10	97.54	98.25	99.18	99.25	97.6	98,17	99,85
Li	5.55	3.95	13.05	4.69	6.77	21.72	22,76	20,57	14,21
Rb	29.61	65.14	48.93	13.92	125.27	98.31	53,77	40,75	39,1
Cs	0.43	0.00	0.59	0.12	1.03	0.31	1,88	1,28	0,83
Be	1.14	3.15	1.46	2.15	3.07	12.13	1,99	1,3	2,18
Sr	761.2	371.2	508.1	862.2	195.7	35.3	1409	1545	1088
Ba	142.2	982.5	287.6	494.1	760.4	1061	736,0	778	1210
Sc	66.79	23.91	59.35	23.87	18.33	20.77	23,21	20,26	7,32
V	569.3	75.6	357.8	257.3	36.7	1.6	180,7	16,53	58,12
Cr	28.8	73.9	267.8	90.8	36.7	19.1	145,4	128,9	12,45
Co	73.82	10.30	36.37	26.86	4.40	1.22	35,49	39,84	9,24
Ni	0.00	126.25	0.00	0.00	16.96	0.00	105,9	121,8	13,28
Ga	26.63	37.54	26.84	35.49	31.43	52.75	19,37	17,76	21,1
Y	54.26	47.57	47.58	56.34	49.73	212.9	23,38	20,21	16,82
Nb	6.92	12.64	7.68	11.88	10.51	59.19	18,35	13,32	18,45
Ta	1.01	2.55	0.94	2.21	2.01	7.97	1,11	0,87	1,58
Zr	113.9	318.6	92.5	114.2	180.5	2050	167,5	146,7	214,1
Hf	4.19	12.10	3.19	4.63	8.38	62.40	4,34	4,55	6,06
Mo	4.83	5.06	5.42	5.79	7.81	4.06	0,83	0,84	0,32
Sn	0.00	0.00	1.05	0.30	0.54	14.50	1,82	1,0	1,08
Pb	16.51	3.74	17.69	11.67	30.42	64.13	8,61	4,7	11,67
U	0.73	4.98	0.62	1.43	6.72	10.20	1,84	1,47	1,8
Th	2.66	9.32	2.22	7.88	17.28	41.09	3,18	3,81	10,52
La	29.70	17.57	19.96	33.73	34.03	125.9	47,7	42,24	62,11
Ce	67.23	38.44	50.57	76.11	73.85	291.4	99,72	86,95	115,3
Pr	9.23	5.34	7.13	10.24	8.93	33.66	12,02	10,56	11,96
Nd	43.23	23.94	33.67	46.27	34.42	137.1	45,76	40,73	40,55
Sm	10.57	6.73	8.60	11.12	7.57	32.38	7,43	6,68	6,34
Eu	2.61	2.49	2.20	3.31	1.66	6.77	2,25	1,94	1,35
Gd	10.70	6.56	8.40	10.38	7.14	31.20	5,76	4,97	4,56
Tb	1.71	1.23	1.48	1.74	1.26	5.86	0,81	0,7	0,63
Dy	10.61	8.41	9.36	11.08	9.01	40.13	4,4	3,93	3,33
Ho	2.11	1.77	1.93	2.26	1.84	8.75	0,89	0,76	0,61
Er	5.60	5.14	5.25	6.25	5.43	25.01	2,28	1,97	1,63
Tm	0.83	0.87	0.83	0.96	0.96	4.31	0,34	0,3	0,25
Yb	4.84	5.52	4.93	5.66	6.22	26.00	2,12	1,84	1,56
Lu	0.85	1.08	0.89	1.02	1.20	4.82	0,33	0,28	0,21

ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ И ФОРМИРОВАНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Обр.	10	11**	12	13	14	15	16
SiO ₂	74,22	68,66	73,57	74,53	72,35	68,03	61,51
TiO ₂	0,21	0,5	0,2	0,28	0,37	0,61	1,11
Al ₂ O ₃	14,59	15,92	14,88	13,75	14,25	16,03	16,87
Fe ₂ O ₃	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
FeO	1,34*	2,89*	1*	1,63*	2,17*	3,55*	5,84*
MnO	0,03	0,06	0,03	0,01	0,05	0,09	0,08
MgO	0,44	1,15	0,35	0,31	0,57	1,13	1,98
CaO	1,24	2,6	1,56	0,83	1,56	2,19	4,01
Na ₂ O	5,72	4,58	4,52	3,45	3,35	3,84	3,43
K ₂ O	1,71	3,12	3,68	4,25	4,61	3,48	3,65
P ₂ O ₅	0,1	0,24	0,06	0,08	0,13	0,29	0,7
Сум	99,6	99,72	99,85	99,12	99,41	99,24	99,18
Li	4,63	15,77	9,34	25,70	20,51	40,13	21,67
Rb	20,38	66,94	62,13	118,2	122,9	239,2	100,1
Cs	0,33	1,16	0,51	1,32	1,30	3,34	1,59
Be	1,53	2	2,04	4,62	3,21	11,04	2,08
Sr	694	892	560	109,8	467,1	767,1	1224
Ba	787	1432	1116	200,9	869,2	1278	1833
Sc	1,28	3,9	0,63	1,25	3,58	8,12	8,28
V	17,63	36,64	9,35	17,5	32,9	58,2	115,6
Cr	10,15	10,06	1,1	6,6	16,5	30,3	19,1
Co	2,1	5,55	1,39	2,30	4,06	8,44	14,01
Ni	4,66	5,88	1,37	7,33	10,42	19,13	14,47
Ga	14,48	20,14	17,65	18,94	18,74	25,91	21,55
Y	3,64	14,73	4,99	5,32	10,42	24,63	22,39
Nb	6,1	16,4	8,57	35,43	25,49	85,05	35,69
Ta	0,31	1,43	0,4	2,22	1,84	7,75	2,34
Zr	147,6	221,3	92,4	164,2	184,0	272,3	274,8
Hf	4,32	5,72	3,02	4,59	4,31	7,44	5,47
Mo	.011	0,12	0,12	0,28	0,41	0,51	1,34
Sn	1,18	0,15	0,05	2,97	2,02	8,95	4,66
Pb	7,78	13,75	18,53	21,05	26,81	27,80	20,86
U	0,72	1,56	0,72	2,55	4,84	7,24	3,03
Th	6,03	12,47	6,3	30,34	26,94	13,37	18,85
La	26,6	48,98	19,52	23,90	49,87	76,81	94,80
Ce	49,19	107,5	40,4	51,82	95,10	164,9	193,7
Pr	5,03	9,66	3,75	4,16	10,22	16,64	21,50
Nd	16,42	32,43	12,73	12,30	33,46	54,40	75,81
Sm	2,05	5,14	1,96	1,72	4,74	7,70	10,60
Eu	0,4	0,95	0,36	0,31	1,01	1,44	2,61
Gd	1,24	3,86	1,35	1,11	2,95	4,96	7,03
Tb	0,15	0,55	0,17	0,18	0,40	0,72	0,91
Dy	0,77	2,98	0,96	1,07	1,94	3,55	4,27
Ho	0,15	0,59	0,19	0,23	0,35	0,76	0,76
Er	0,37	1,52	0,5	0,63	0,89	2,11	1,90
Tm	0,06	0,22	0,08	0,09	0,13	0,36	0,28
Yb	0,41	1,37	0,47	0,56	0,85	2,48	1,66
Lu	0,06	0,2	0,08	0,09	0,13	0,36	0,24

Примечание. 1, 2 – габбро и диорит из штокообразного массива (1 – м-е М. Куйбас, скв. 1403, гл. 283 м; 2 – г. Березовая, скв. 1701, гл. 1457 м); 3,4,5 – габбро, сиенодиорит и гранит из пластообразного массива (5 км севернее г. Березовой: 3 – скв.1718, гл. 47 м; 4 – скв. 1718, гл. 66 м; 5 – скв. 1718, гл. 478 м), 6 – эгириновый гранит (Чекинский массив, г. Чека); 7,8 – тонко- (7) и крупнозернистое (8) габбро, 9, 10 – гранодиорит и гранит из корневой зоны (карьер на ж-д станции Хребет), 11, 12 – гранодиорит и гранит интрузивной серии (дорога Златоуст-Миасс, в 300 м восточнее р. М. Сыростан); 13, 14 – граниты внешнего кольца (г. Кобяковская сопка), 15, 16 – граносиенит и монцодиорит внутренней части массива (карьер в 1.5 км юго-восточнее пос. Степное).

* Fe_{общ} как FeO, ** среднее значение.

коры Тагильской и Магнитгорской зон может быть представлен в следующем виде (снизу вверх): древнее сиалическое основание (только для Магнитгорской зоны, весьма предположительно) – интрузивные массивы группы 3 – вулканиты и их интрузивные комагматы – вулканогенно-осадочные толщи. Аккреция и тектоническое скучивание не играли большой роли в формировании земной коры этих зон.

Гранитоиды ассоциаций 4а и 5а образуют большую часть коры Ю-В палеоконтинентальной зоны. Примерно 360 млн лет назад эта зона была континентальной окраиной и после предполагаемого перескока на восток зоны субдукции, контролировавшей формирование Магнитгорской дуги в конце девона, в ней началось формирование надсубдукционных тоналит-гранодиоритовых массивов. Уровень эрозионного среза в Ю-В палеоконтинентальной зоне уменьшается с запада на восток, в направлении предполагаемого падения поверхности субдукции (Орогенный..., 1994), и это согласуется с развитием в восточной части Ю-В палеоконтинента вулканитов и гипабиссальных плутонов, тогда как глубинные тоналит-гранодиоритовые плутоны тяготеют к его западной и центральной частям. История формирования земной коры здесь выглядит следующим образом. В допозднедевонское время были сформированы Вt ортогнейсы и перекрывающие их осадочные породы. 360 млн лет назад эти толщи были интродуцированы надсубдукционными тоналит-гранодиоритовыми плутонами. В период 340–330 млн лет субдукция была в основном завершена и свой вклад в формирование земной коры вносят рифтогенная магнитгорская серия и связанные с континентальными дугами гранитоиды тургоякско-сыростанского комплекса. Эти события превратили континентальную окраину в зону с развитой континентальной корой, и коллизия этого нового континента с Западно-Сибирским (Казахстанским) континентом в раннепермское время (около 290 млн лет), породила массовое гранитообразование и региональный метаморфизм. Основной коллизией шов – Челябинский разлом. Постколлизийное растяжение сформировало континентальные дуги, контролирующее размещение кольцевых интрузивов степнинского комплекса (280–285 млн лет).

Раннепермская коллизия не отразилась в магматизме и метаморфизме С-3 мегаблока. Коллизийных гранитов с таким возрастом

здесь нет. Возраст метаморфизма в Сысертском метаморфическом комплексе в южной части С-3 мегаблока, определенный U-Pb, Pb-Pb методом по циркону и Rb-Sr и Sm-Nd методами по породе в целом, составляет 350–355 млн лет (Echtler et al., 1997); Pb-Pb возраст циркона из гранулитов Салдинского комплекса показывает те же цифры (Петров и др., 2000). Метаморфические преобразования в этих комплексах имели место до рассматриваемой коллизии. Верхняя и средняя часть коры С-3 континента сложена надсубдукционными тоналит-гранодиоритовыми плутонами (320 млн лет), тогда как ее нижняя часть предположительно представлена интрузиями базитов, которые сопровождали гранитоидный магматизм в возрастном интервале 330–270 млн лет.

Интенсивное гранитообразование в континентальной части С-3 мегаблока сопровождало косую по типу коллизию, которая имела место 260–250 млн лет тому назад в результате конвергентного взаимодействия Ю-В и С-3 мегаблоков. Коллизийным швом служила, по видимому, Алапаевская зона смятия, которая и в настоящее время является тектонической границей мегаблоков. Эта коллизия в основном завершила формирование континентальной земной коры Уральского орогена. Последующие магматические события (формирование посторогенных гранитов мальшевского комплекса, триасовых траппов и небольших тел лампрофиров и лампроитов) не внесли заметного вклада в корообразование.

В заключение суммируем некоторые особенности С-3 и Ю-В мегаблоков (табл. 6).

Эти данные свидетельствуют об отсутствии на Урале единой Тагило-Магнитгорской и Восточно-Уральской зон. В основу тектонического районирования палеоокеанического (по терминологии С.Н. Иванова и др., 1986), а точнее островодужного сектора Среднего и Южного Урала, логичнее положить представление о двух островодужно-континентальных мегаблоках, рассмотренных в настоящей статье.

Благодарности. В статье использованы данные, полученные в ходе совместных исследований и продуктивных дискуссий с моими коллегами по Институту геологии и геохимии Н.С.Бородиной, Е.А.Зиньковой, Т.А.Осиповой, Е.В.Пушкаревым, В.Н.Смирновым, Г.Ю.Шардаковой, с коллегами из Комитета по природным ресурсам Свердловской области В.Я.Левиным и М.С.Рапопортом. Особую признатель-

Важнейшие геологические особенности С-З и Ю-В мегаблоков

Геологические события	Северо-западный блок	Юго-восточный блок
Островная дуга	O ₃ -D ₁ (460-400 млн лет)	D ₂ -D ₃ (400-345 млн лет)
Субдукция	460-410 и 330-300 млн лет	360-345 млн лет
Коллизия	260-250 млн лет	305-290 млн лет
Метаморфизм	340-350 и 270-255 млн лет	310-280 млн лет
Посторогенные граниты	260-280 млн лет	220-240 млн лет
Континентальная кора	Аккреционная смесь блоков фундамента Восточно-Европейской платформы и Pz блоков, образованных в ходе формирования Уральского орогена плюс	Преимущественно Pz кора, сложенная переотложенными продуктами разрушения океанической и островодужной коры плюс Pz магматиты.
Оруденение	O ₃ -S колчеданные и D ₁ скарновые железорудные и медные м-я	D ₂ колчеданные и C ₁ скарновые железорудные м-я

ность выражаю своим друзьям и коллегам из Университета Гранады (Испания) профессорам Фернандо Беа и Пилар Монтеро, многолетнее сотрудничество с которыми является, по-моему, эталоном подобных совместных исследований.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 01-05-65184)

Список литературы

- Алейников А.Л., Немзоров Н.И., Феритатер Г.Б., Халевин Н.И. Построение петрофизической модели земной коры Урала//Сов. геология, 1978. №8. С.137-141.
- Бушляков И.Н., Баженов А.Г. Геохимия галогенов в гранитоидах и метаморфитах Ильменогорского комплекса. Препринт. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 74 с.
- Грабежесв А.И., Чащухина В.А., Вигорова В.Г. Геохимические критерии редкометальной рудоносности гранитоидов. Свердловск: УрО АН СССР, 1987. 128 с.
- Дружинин В.С., Каретин Ю.С., Автонева С.В. и др. Главные структуры коры и верхней мантии Уральского региона//Доклады РАН, 1998. Т.300. №3. С.397-401.
- Зинькова Е.А., Феритатер Г.Б. Габброиды и диориты Верхисетского массива: возможный протолит тоналит-гранодиоритовых серий//Ежегодник-1998. ИГГ УрО РАН. Екатеринбург. 1999. С.110-115.
- Иванов К.С. Основные черты геологической истории (1.6-0.2 млрд лет) и строения Урала. Дис...-доктора геол.-мин. наук. Екатеринбург, 1998. 252 с.
- Иванов С.Н., Пучков В.Н., Иванов К.С. и др. Формирование земной коры Урала. М: Наука, 1986. 265 с.
- Коротеев В.А., Дианова Т.В., Кабанова Л.Я. Среднепалеозойский вулканизм восточной зоны Урала. М.: Наука. 1979. 132 с.
- Краснова В.Н. К вопросу о возрасте гранитоидов Суундукского массива//Уч. записки Саратовского гос. ун-та, 1961. №67.
- Кузьмин М.И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск: Наука, 1985. 199 с.
- Левин В.Я., Антонова Л.Г., Золотов К.К. и др. Геология и генезис Южно-Шамейского молибденового месторождения на Среднем Урале, Россия//Геология рудных месторождений, 1995. Т.37, №6. С.530-539.
- Львов Б.К. Петрология, минералогия и геохимия гранитоидов Кочкарского района (Южный Урал). Л.: Изд-во ЛГУ, 1965. 164 с.

- Монтеро П., Беа Ф., Ферштатер Г.Б. и др. Новые данные по $^{207}\text{Rb}/^{206}\text{Rb}$ возрасту гранитоидов Среднего и Южного Урала, определенному по отдельным зернам циркона методом Кобера//Ежегодник-1998 ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 1999. С.234–237.
- Орогенный гранитоидный магматизм Урала. /Ред. Ферштатер Г.Б. Миасс: ИГГ УрО РАН, 1994. 250 с.
- Петров Г.А., Фриберг П., Ларионов А.М., Шмелев В.Р. Новые данные по геологии и метаморфизму Салдинского комплекса (Средний Урал)//Геология и металлогения Урала. Екатеринбург: ДПР УрФО, ОАО УГСЭ, 2000. С.66–94.
- Попов В.С., Ляпунов В.И., Богатов В.И. Сравнительная геохимия герцинских гранитных пород Урала//Геохимия, 1999. №10. С.989–1008.
- Прокин В.А., Нечехин В.М., Сонко П.Ф. и др. Медноколчеданные месторождения Урала: геологические условия размещения/Ред. В.И. Смирнов. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. 288 с.
- Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 145 с.
- Пучков В.Н., Рапопорт М.С., Ферштатер Г.Б. Тектонический контроль палеозойского гранитоидного магматизма восточного склона Урала//Исследования по петрологии и металлогении Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1986. С.85–94.
- Ронкин Ю.Л. Изотопы стронция – индикаторы эволюции магматизма Урала//Ежегодник-1988 Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1989. С.107–109.
- Салихов Д.Н., Митрофанов В.А. Интрузивный магматизм верхнего девона – нижнего карбона Магнитогорского мегасинклиория (Южный Урал). Уфа: РАН УНЦ, 1994. 142 с.
- Самаркин Г.И., Самаркина Е.Я. Гранитоиды Южного Урала и проблема формирования гранитных поясов в складчатых областях. М.: Наука, 1988. 209 с.
- Смирнов Г.А. Материалы к палеогеографии Урала. Визейский ярус. Свердловск: УФАН СССР, 1957. 134 с.
- Ферштатер Г.Б. Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 1987. 232 с.
- Ферштатер Г.Б. Эмпирический плаггиоклаз-роговообманковый барометр//Геохимия, 1990. №3. С.328.
- Ферштатер Г.Б. Структурно-формационная зональность Урала и магматизм//Геотектоника, 1992. №6. С.3–17.
- Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С. Петрология магматических гранитоидов (на примере Урала). М.: Наука, 1975. 287 с.
- Ферштатер Г.Б., Беа Ф. Геохимические особенности уральских гранитоидов, производных разных по составу магм//Геохимия, 1993. №11. С.1579–1591.
- Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Бородина Н.С., Монтеро П. Анатексис базитов в зоне палеосубдукции и происхождение анортозит-плаггиогранитной серии Платиноносного пояса Урала//Геохимия, 1998а. №8. С.768–781.
- Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Бородина Н.С., Монтеро П. Латеральная зональность, эволюция и геодинамическая интерпретация магматизма Урала в свете новых петрологических и петрохимических данных//Петрология, 1998б. Т.6. №5. С.451–477.
- Ферштатер Г.Б., Шагалов Е.С., Беа Ф., Монтеро П. Тургорско-Сыростанская группа гранитоидных массивов зоны Главного Уральского глубинного разлома//Магматические и метаморфические образования Урала и их металлогения (Сб. памяти проф. Д.С. Штейнберга). Екатеринбург. УрО РАН, 2000. С.129–157.
- Шатагин К.Н., Астраханцев О.В., Десярев К.Е., Лучицкая М.В. Неоднородность континентальной коры Восточного Урала: результаты изотопно-геохимического изучения палеозойских гранитоидных комплексов//Геотектоника, 2000. №5. С.44–60.
- Штейнберг Д.С. Базальтоидный магматизм эвгеосинклинальных областей и его металлогения //Вопросы формирования и закономерности размещения месторождений золота и платины. М.: ЦНИГРИ, 1970. С.57–73.
- Штейнберг Д.С., Ронкин Ю.Л., Куруленко Р.С. и др. Rb-Sr возраст пород шарташского интрузивного дайкового комплекса//Ежегодник-1988 Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1989. С.110–112.
- Эвгеосинклинальные габбро-гранитоидные серии/Ферштатер Г.Б., Малахова Л.В., Бородина Н.С. и др. М.: Наука, 1984. 264 с.
- Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Геология и геодинамика Южного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 204 с.
- Atherton M.P., Sanderson I.M. The chemical variation and evolution of the superunits of the segmented Coastal Batholith//W.S. Pitcher, M.P. Atherton, E.J. Cobbing and R.D Beckinsale (Eds) Magmatism at a Plate Edge: the Peruvian S Andes. Glasgow: Blackie Halstead Press, 1985. P.207–228.
- Bea F., Fershtater G.B., Montero M.P., Smirnov V.N., Zin'kova E.A. Generation and evolution of subduction-related batholiths from Central Urals: constraints on the P-T history of the Uralian orogen //Tectonophysics, 1997. V.276. N1–4. P.103–116.
- Bea F., Fershtater G.B., Montero P. and Smirnov V.N. The Stepninsk pluton: a key for understanding the lack of collapse of the Uralian orogen//INTAS, Europrobe Timpebar-Uralides workshop. Abstracts. St. Petersburg, 2000. P.4–5.
- Echtler H.P., Ivanov K.S., Ronkin Y.L. et al. The tectono-metamorphic evolution of gneiss complexes in the Middle Urals, Russia: a reappraisal//Tectonophysics,

1997. V.276. №1–4. P.229–251.

Fershtater G.B., Montero P., Borodina N.S et al.
Uralian magmatism: an overview//Tectonophysics, 1997.
V.276. №1–4. P.87–102.

Kretz R. Symbols for rock-forming minerals
//Amer. Miner., 1983. V.68. P.277–279.

Petford N., Atherton M. Na-rich partial melts from
newly underplated basaltic crust: the Cordillera Blanca
batholith, Peru //Journal of Petrology, 1996. V.37. №6.
P.1491–1521.

Rushmer T. Partial melting of two amphibolites:
contrasting experimental results under fluid absent
conditions//Contrib. Miner. Petrol., 1991. V.107. P.41–59.

Rutter M.J., Wyllie P.J. Melting of vapour-absent
tonalite at 10 kbar to simulate dehydration-melting in
the deep crust//Nature, 1988. V.331. P.159–160.

Steer D.N., Knapp J.H., Brown L.D. et al. Deep
structure of continental lithosphere in unextended orogen:
an explosive-source seismic reflection profile in the Urals
(Urals Seismic Experiment and Integrated Studies
(URSEIS 1995). Tectonics, 1998. V.17. №2. P.143–157.

Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic
systematics of oceanic basalts: implications for mantle
composition and processes//A.D. Saunders and
M.J.Norry (Eds). Magmatism in the Ocean Basalts. Geol.
Soc. London Spec. Publ., 1989. V.42. P.313–345.

Рецензенты Ефимов А.А., Иванов К.С.