

ГРАНИТОИДЫ ТЫРМО-БУРЕЙНСКОГО КОМПЛЕКСА СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ БУРЕЙНСКО-ЦЗЯМУСИНСКОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА: ВОЗРАСТ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

А.А. Сорокин, А.Б. Котов*, Е.Б. Сальникова*, Н.М. Кудряшов**, И.В. Анисимова*, С.З. Яковлева*, А.М. Федосеенко*

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, 675000, Благовещенск, пер. Речной, 1, Россия

**Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 199034, Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2, Россия*

***Институт геологии Кольского НЦ РАН, 184200, Апатиты, ул. Ферсмана, 14, Россия*

В результате U-Pb геохронологических исследований установлено, что гранитоиды тырмо-буреинского комплекса северной части Буреинско-Цзямусинского супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса имеют не палеозойский, как это считалось ранее, а мезозойский возраст (Нижнестойбинский массив — 218 ± 2 , Талаканский — 185 ± 1 , Усть-Диканский — 185 ± 1 млн лет). Их формирование связывается с начальными этапами коллизии Северо-Азиатского и Сино-Корейского кратонов и расположенного между ними Амурского супертеррейна.

Геохронология, геодинамика, Центрально-Азиатский складчатый пояс, гранитоиды, коллизия.

GRANITOIDS OF THE TYRMA-BUREYA COMPLEX IN THE NORTHERN BUREYA-JIAMUSI SUPERTERRANE OF THE CENTRAL ASIAN FOLD BELT: AGE AND GEODYNAMIC SETTING

A.A. Sorokin, A.B. Kotov, E.B. Sal'nikova, N.M. Kudryashov, I.V. Anisimova, S.Z. Yakovleva, and A.M. Fedoseenko

According to U-Pb dating, the granitoids of the Tyrma-Bureya complex in the northern Bureya-Jiamusi superterrane of the Central Asian Fold Belt are not of Paleozoic, as previously thought, but of Mesozoic age (Nizhnestoybinskiy massif, 218 ± 2 Ma; Talakanka and Ust'-Dikan massifs, 185 ± 1 Ma). They formed at the early stages of collision between the North Asian and Sino-Korean cratons and the intervening Amur superterrane.

Geochronology, geodynamics, Central Asian Fold Belt, granitoids, collision

ВВЕДЕНИЕ

Раннемезозойские геологические процессы сыграли важную роль в формировании структуры Восточной и Центральной Азии. В это время произошло столкновение крупных континентальных массивов (Сибирского и Сино-Корейского континентов и расположенного между ними Амурского супертеррейна), сопровождавшееся закрытием Солонкерского (в триасе) и Монголо-Охотского (не позднее средней юры) палеоокеанических бассейнов [Парфенов и др., 1999, 2003], и, кроме того, стала формироваться конвергентная граница вдоль тихоокеанской окраины.

Одним из следствий этих тектонических событий стала высокая магматическая активность, проявившаяся преимущественно в форме гранитоидного магматизма в районе западного выклинивания Монголо-Охотского [Ярмлюк и др., 2002; Коваленко и др., 2003а,б; Воронцов и др., 2007] и вдоль обрамления Солонкерского складчатых поясов. Кроме того, позднепалеозойский(?)—раннемезозойский гранитоидный магматизм широко проявлен в пределах тектонических блоков восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. Предполагается, что здесь гранитоиды этого возраста являются составной частью субмеридионального плутонического пояса, протяженность составляет около 1000 км при ширине до 120 км [Геологическая карта..., 1999].

Приведенные данные подчеркивают масштабность раннемезозойских магматических процессов, тектоническая природа которых в настоящее время не может считаться окончательно решенной. При этом наиболее острый дефицит корректных геохронологических данных отмечается для раннемезозойских комплексов, проявленных в пределах континентальных массивов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. В этой связи выявление и исследование раннемезозойских магматических образований в указанном регионе имеют первостепенное значение как для реконструкции одного из заключительных этапов формирования этого пояса, так и восточной окраины азиатского континента в целом.

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Основными структурными элементами южного обрамления восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса являются Аргунский и Буреинско-Цзямусинский супертеррейны (рис. 1) (состоящие, в свою очередь, из более мелких блоков — террейнов), которые в конце палеозоя объединились в Амурский супертеррейн [Парфенов и др., 2003] или микроконтинент Амурия [Зоненшайн и др., 1990]. В строении этих супертеррейнов традиционно выделяются докембрийские и фанерозойские геологические комплексы [Мартынюк и др., 1990; Геологическая карта..., 1999; Геодинамика..., 2006], хотя возраст значительной их части не имеет надежного обоснования.

Предполагаемое «основание» указанных супертеррейнов представлено метаморфическими комплексами, ранее относимыми к архею и(или) протерозою [Мартынюк и др., 1990; Решения..., 1994; Карсак, 1995; Геологическая карта..., 1999]. Однако в последние годы показано, что формирование протолитов метаморфических пород этих комплексов произошло в позднем протерозое или раннем палеозое, а наложенные на них структурно-метаморфические преобразования связаны не с докембрийским, а с палеозойским и мезозойским этапами геологической истории Буреинско-Цзямусинского супертеррейна [Wilde et al., 2003; Котов и др., 2007, 2009]. В частности, возраст гранулитового метаморфизма Цзямусинского террейна составляет около 500 млн лет [Wilde et al., 2003], а возраст метагабброидов амурского комплекса, традиционно относимых к наиболее древним образованиям [Мартынюк и др., 1990; Геологическая карта..., 1999] этого же террейна — 486 ± 18 млн лет [Котов и др., 2007, 2009]. Весьма показательны результаты Sm-Nd изотопно-геохимических исследований, из которых следует, что метаосадочные породы гонжинской серии восточной части Аргунского супертеррейна и амурской серии Цзямусинского террейна имеют Nd модельные возрасты не древнее 1.6 млрд лет [Котов и др., 2007]. Это не позволяет соотносить формирование протолитов метаморфических пород этих серий с раннедокембрийской геологической историей указанных тектонических единиц, как это предполагалось ранее [Геологическая карта..., 1999]. Наконец, следует отметить, что в пределах рассматриваемого региона к настоящему времени наиболее древние значения абсолютного возраста в диапазоне 495—467 млн лет получены для гранитоидов восточной части Аргунского супертеррейна, а также Цзямусинского террейна [Сорокин и др., 2002, 2004а,б; Sorokin, Kudryashov, 2004].

Следующий этап гранитоидного магматизма, согласно существующим представлениям [Мартынюк и др., 1990; Геологическая карта..., 1999; и др.], приходится на поздний палеозой. Габбро-диорит-гранодиорит-гранитные интрузии с возрастом 278—274 млн лет образуют цепочку массивов, расположенную непосредственно вдоль южного обрамления Монголо-Охотского складчатого пояса [Сорокин и др., 2002, 2005; Козлов и др., 2003]. В пределах Буреинско-Цзямусинского супертеррейна значительным распространением пользуются гранитоиды условно позднепалеозойского тырмо-буреинского и условно триасового (или пермотриасового) харинского комплексов [Мартынюк и др., 1990; Геологическая карта..., 1999]. Наконец, нельзя не отметить, что вся восточная окраина Азии в целом и рассматриваемый регион в частности является ареной интенсивного проявления позднемезозойского магматизма.

Возвращаясь к гранитоидам условно позднепалеозойского тырмо-буреинского комплекса, которым посвящена данная статья, следует отметить, что конфигурация массивов этих гранитоидов на различных геологических картах существенно отличается. Это обусловлено как плохой обнаженностью, так и тем, что вмещающими для них породами являются гранитоиды других комплексов при отсутствии надежных критериев их различия. Кроме того, следует подчеркнуть, что, судя по геологическим картам (например, [Геологическая карта..., 1999]), выходы условно позднепалеозойских и условно триасовых (или пермотриасовых) гранитоидов занимают более 50 % территории Буреинско-Цзямусинского супертеррейна (рис. 2).

Нами были изучены Нижнестойбинский, Талаканский, Усть-Диканский массивы гранитоидов тырмо-буреинского комплекса, расположенные в пределах Буреинского террейна, являющегося составной частью Буреинско-Цзямусинского супертеррейна (см. рис. 1, 2).

Нижнестойбинский массив находится в северной части Буреинского террейна (см. рис. 2) в приустьевой части р. Нижняя Стойба (бассейн р. Селемджа). Он сложен преимущественно среднекрупнозернистыми порфиридовидными биотитовыми и роговообманково-биотитовыми гранитами, выходы которых наблюдаются в эрозионном окне среди вулканических пород раннемелового возраста.

Талаканский массив расположен в южной части Буреинского террейна (см. рис. 2) на правом берегу р. Буря в бассейнах ее правых притоков — рек Талакан, Синель, Пайканчик. В его геологическом строении принимают участие среднезернистые биотитовые и роговообманково-биотитовые граниты и гранодиориты.

Усть-Диканский массив также находится в южной части Буреинского террейна (см. рис. 2) и руслом р. Буря разделен на две части. Породы массива представлены в береговых обнажениях р. Буря и приустьевых участках ее притоков — рек Дикан и Долдыкан, где они выходят на поверхность из-под

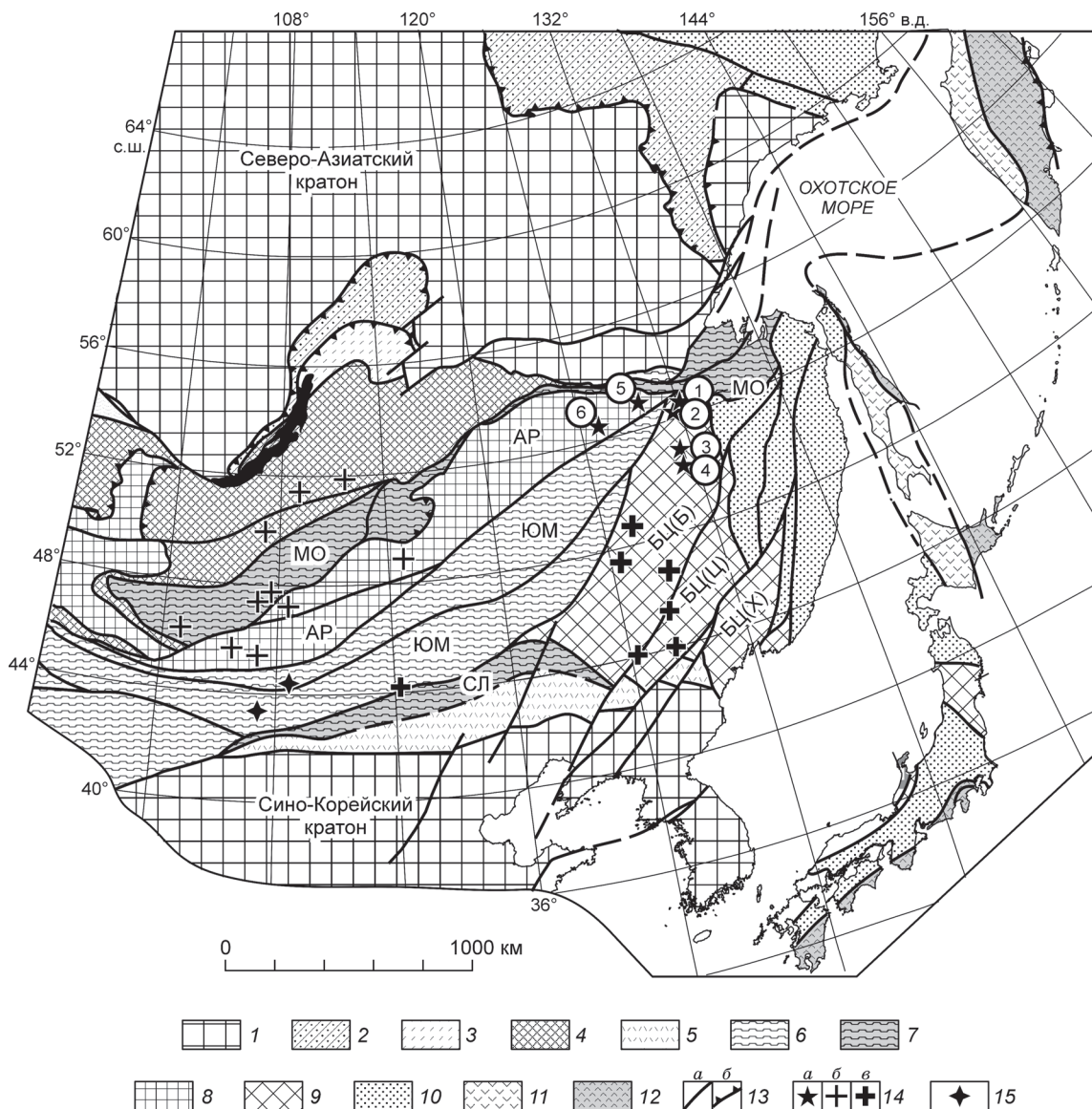


Рис. 1. Положение раннемезозойских гранитоидов в геологических структурах восточной окраины Евразии. Тектоническая основа, по [Ханчук, 2000; Парфенов и др., 2003; Геодинамика..., 2006].

1 — кратоны и их фрагменты; 2 — складчато-надвиговые пояса окраины кратона; 3–7 — домезозойские орогенные пояса: 3 — позднерифейский, 4 — позднекембрийско-раннеордовикский, 5 — силурийский, 6 — позднепалеозойский, 7 — позднепалеозойско-раннемезозойский; 8, 9 — фрагменты домезозойских орогенных поясов: 8 — позднерифейских, 9 — раннепалеозойских; 10–12 — мезозойские и кайнозойские орогенные пояса: 10 — позднеюрский, 11 — поздне меловой, 12 — кайнозойский; 13 — основные разломы: (а) — с крутым и (б) — пологим падением; 14 — массивы раннемезозойских гранитоидов, сведения о возрасте и химическом составе которых приведены: а — по данным авторов настоящей статьи; б — по [Коваленко и др., 2003а,б]; в — по данным [Chen et al., 2000; Wei et al., 2000; Wu et al., 2000, 2002]; 15 — раннемезозойские метаморфические комплексы, по [Козаков и др., 2004].

Орогенные пояса и их фрагменты: АР — Аргунский (Керулен-Аргуно-Мамынский), БЦ — Бурей-Цзямусинский (в составе: БЦ(Б) — Бурейский, БЦ(Ц) — Цзямусинский, БЦ(Х) — Ханкайский), МО — Монголо-Охотский, СЛ — Солонкерский, ЮМ — Южно-Монгольский. Цифрами в кружках обозначены массивы, упоминаемые в тексте: 1 — Нижнестойбинский, 2 — Индукачинский, 3 — Талаканский, 4 — Усть-Диканский, 5 — Усть-Дугдинский, 6 — Шимановский.

кайнозойских рыхлых отложений Зeya-Бурейской впадины. Среди гранитоидов массива преобладают среднекрупнозернистые и порфировидные биотитовые и роговообманково-биотитовые гранодиориты и граниты. В подчиненном количестве встречаются биотитовые и роговообманково-биотитовые диориты, кварцевые диориты,

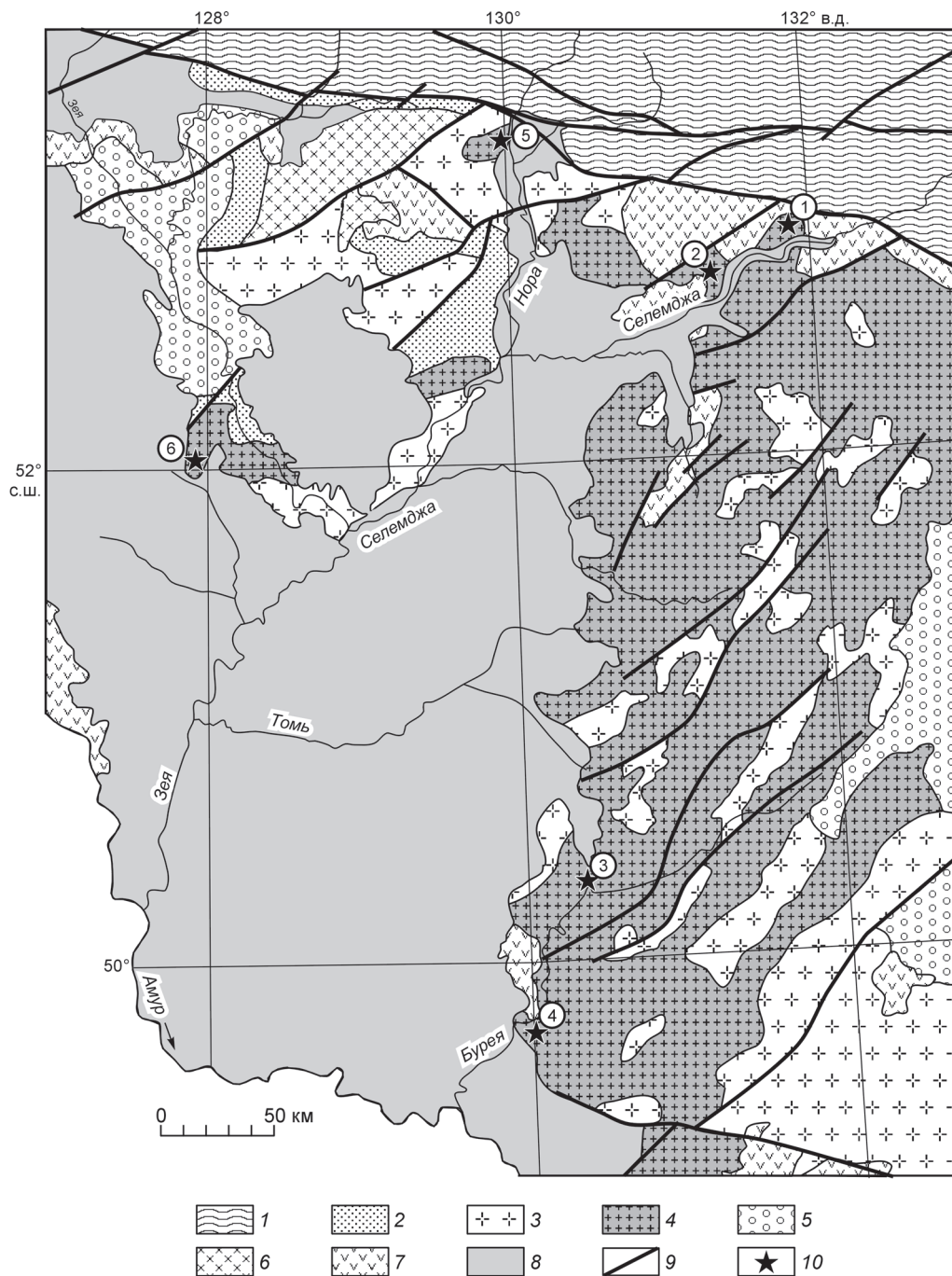


Рис. 2. Геологическая схема северной части Бурейско-Цзямусинского супертеррейна, по [Геологическая карта..., 1999] с упрощениями авторов.

1 — палеозойские терригенные и вулканогенные образования Монголо-Охотского складчатого пояса; 2 — палеозойские терригенные и терригенно-карбонатные отложения Гага-Сагаянского прогиба; 3 — условно раннепалеозойские граниты, лейкограниты; 4 — условно позднепалеозойские и раннемезозойские гранодиориты, граниты, лейкограниты; 5 — мезозойские терригенные отложения Зeya-Депского и Бурейского бассейнов; 6 — раннемеловые гранодиориты, граниты; 7 — раннемеловые андезиты, дациты; 8 — кайнозойские рыхлые отложения Амуро-Зейской и Пиканской впадин, русловые отложения; 9 — разломы; 10 — массивы гранитоидов, упоминаемые в тексте: 1 — Нижнестойбинский, 2 — Индукачинский, 3 — Талаканский, 4 — Усть-Диканский, 5 — Усть-Дугдинский, 6 — Шимановский.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

U-Pb геохронологические исследования выполнены в Геологическом институте КНЦ РАН (г. Апатиты) (обр. С-951) и (обр. С-1003, С-990) в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург) (обр. С-1003 и С-990). Выбранные для изотопного датирования кристаллы циркона подвергались многоступенчатому удалению поверхностных загрязнений в спирте, ацетоне и 1М HNO₃. При этом после каждой ступени обработки зерно циркона (или его фрагмент) промывалось особо чистой водой. Разложение циркона и химическое выделение Pb и U проводились по модифицированной методике Т. Кроу [Krogh, 1973]. Контроль внутреннего строения индивидуальных зерен циркона осуществлялся с помощью оптического микроскопа и катодолюминесценции. Аэробразивная обработка циркона проводилась по методике Т.Е. Кроу [Krogh, 1982].

Уровень холостого опыта за период исследований не превышал 10 пг Pb (ИГГД РАН) и 100 пг (ИГ ГКЦ РАН). Определение изотопного состава Pb и U выполнено на масс-спектрометрах Finnigan MAT 261 (ИГГД РАН) и Finnigan MAT 262 (ИГ ГКЦ РАН) в статическом или динамическом режиме (с помощью электронного умножителя). Обработка экспериментальных данных проводилась по программам «PbDAT» и «ISOPLOT» [Ludwig, 1991, 1999]. При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана [Steiger, Jager, 1976]. Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами [Stacey, Kramers, 1975]. Все ошибки приведены на уровне 2σ.

РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Нижнестойбинский массив. Акцессорный циркон, выделенный из биотитовых микроклиновых гранитов Нижнестойбинского массива (обр. С-990), представлен прозрачными и полупрозрачными субидiomорфными и идиоморфными кристаллами призматического, реже игольчатого облика (рис. 3, а—г) бледно-желтого и желтого цвета. Главные черты внутреннего строения кристаллов циркона определяются наличием грубой магматической зональности (см. рис. 3, д—з) и обилием газово-жидких включений, а также включений рудного минерала. Кроме того, в изученной популяции циркона иногда встречаются полупрозрачные и замутненные субидiomорфные зерна этого минерала призматического и короткопризматического габитуса рыжеватого-желтого цвета, внутреннее строение которых характеризуется присутствием незональных кристаллических или метамиктизированных ядер «обломочного» облика, окруженных тонкозональной оболочкой с высоким двупреломлением. Размер зерен циркона изменяется от 50 до 250 мкм, $K_{\text{дл}} = 2.0—6.0$.

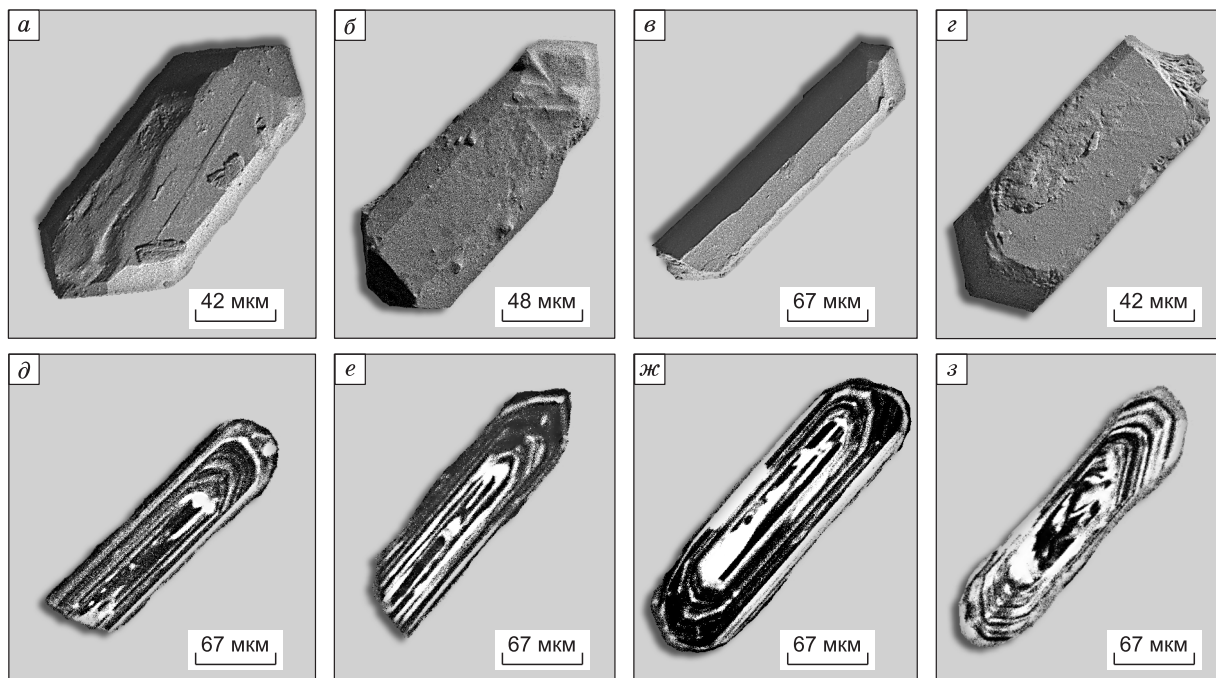


Рис. 3. Микрофотографии кристаллов циркона из биотитовых гранитов Нижнестойбинского массива (обр. С-990),

выполненные на сканирующем электронном микроскопе АВТ 55 в режимах вторичных электронов (а—г) и катодолюминесценции (д—з).

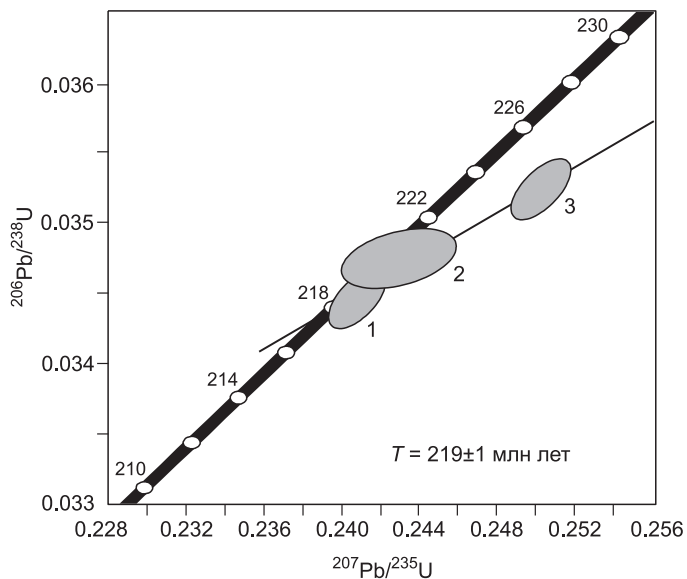


Рис. 4. Диаграмма с конкордией для цирконов из биотитовых гранитов Нижнестойбинского массива (обр. С-990).

Номера точек соответствуют порядковым номерам в таблице.

Для проведения U-Pb геохронологических исследований использованы три микронавески (2—30 зерен) циркона, отобранные из размерных фракций 100—150 мкм и >150 мкм (таблица). Как видно на рис. 4, циркон игольчатого облика (см. таблицу, № 1 и 2) характеризуется конкордантным возрастом 219 ± 1 млн лет (СКВО = 0.59, вероятность = 0.44), а циркон призматического габитуса (№ 3) дискордантен, что обусловлено присутствием в нем более древнего компонента радиогенного свинца.

Морфологические особенности изученного циркона указывают на его магматическое происхождение. Поэтому есть все основания рассматривать конкордантную оценку возраста (219 ± 1 млн лет), полученную для циркона игольчатого облика, в качестве наиболее точной оценки возраста кристаллизации расплава, родоначальных для гранитоидов Нижнестойбинского массива.

Талаканский массив. Акцессорный циркон из порфировидных биотитовых микроклиновых гранитов Талаканского массива (обр. С-951) образует идиоморфные прозрачные дипирамидально-призматические кристаллы гиацинтового типа бледно-коричневого цвета; $K_{удл} = 3—4$ (рис. 5, а—з). Для внутреннего строения кристаллов характерна магматическая зональность и присутствие включений других минеральных фаз (см. рис. 5, д—з).

U-Pb геохронологические исследования выполнены для трех навесок циркона, отобранных из размерных фракций <75, 75—100, и 100—150 мкм (см. таблицу, № 4—6). Точки изотопного состава всех проанализированных навесок циркона располагаются на конкордии (рис. 6), а их возраст составляет 185 ± 1 млн лет (СКВО = 0.02, вероятность = 0.9).

Учитывая морфологические особенности изученного циркона, свидетельствующие о его магматическом происхождении, полученную оценку возраста (185 ± 1 млн лет) следует рассматривать как возраст кристаллизации гранитов Талаканского массива.

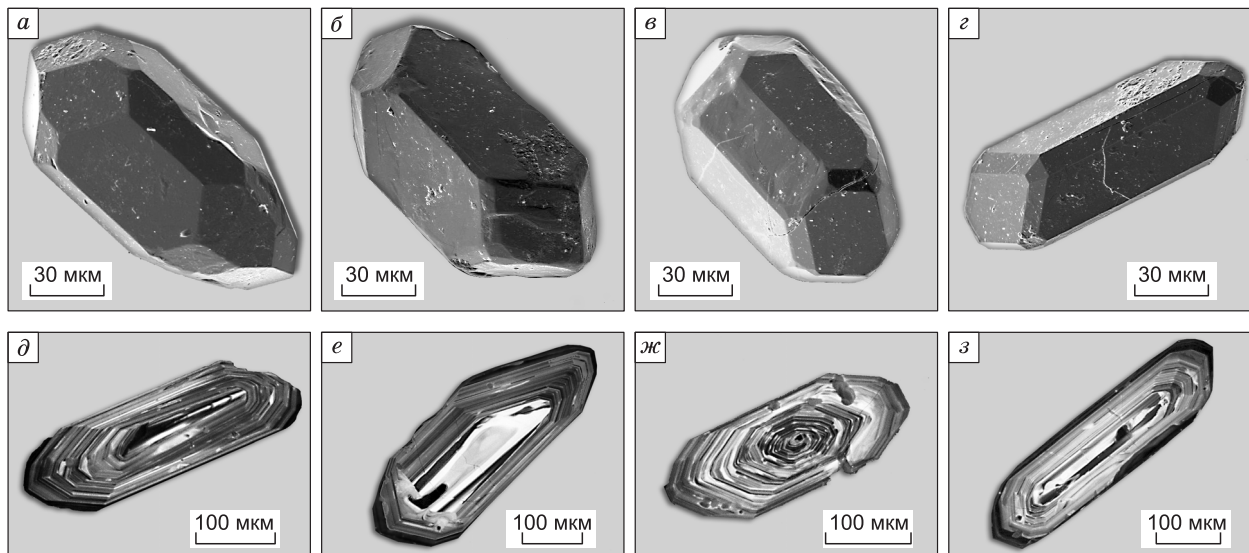


Рис. 5. Микрофотографии кристаллов циркона из биотитовых микроклиновых гранитов Талаканского массива (обр. С-951),

выполненные на сканирующем электронном микроскопе АВТ 55 в режимах вторичных электронов (а—д) и катодолуминесценции (д—з).

Результаты U-Pb геохронологических исследований цирконов из гранитоидов тырмо-бурейнского комплекса северной части Бурейско-Цзямусинского супертеррейна

№ п/п	Размер фракции (мкм) и ее характеристика	Навеска, мг	Содержание, мкг/г		Изотопные отношения				Rho			Возраст, млн лет		
			Pb	U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ *	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ *	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		
Нижнестойблинский массив (обр. С-990)														
1	150-100, 10 зерен, игольч.	—	U/Pb = 28.2	1564	0.0507±1	0.1217±1	0.2399±8	0.0343±1	0.83	218±1	217±1	228±4		
2	>150, 2 зерна, игольч.	—	U/Pb = 26.3	326	0.0507±5	0.2057±2	0.2429±24	0.0347±1	0.40	221±2	220±1	227±22		
3	150—100, 30 зерен, призм., A20 %	0.13	3.93 107	1907	0.0515±1	0.1416±1	0.2502±5	0.0352±1	0.64	227±1	223±1	263±4		
Талаканский массив (обр. С-951)														
4	150—100	5.6	28.8 913	955	0.0650±1	0.1719±2	0.1996±15	0.0291±1	0.55	185±1	185±2	184±19		
5	100—75	2.1	29.7 954	1054	0.0636±1	0.1611±3	0.2002±10	0.0292±1	0.48	185±1	185±1	184±11		
6	<75	2.7	30.8 968	1137	0.0626±1	0.1840±1	0.2006±8	0.0292±1	0.53	186±1	185±1	184±9		
Усть-Диканский массив (обр. С-1003)														
7	>100	0.06	8.16 255	267	0.0499±4	0.1920±1	0.1952±18	0.0284±1	0.46	181±2	180±1	189±19		
8	100—85	0.07	12.1 369	365	0.0500±3	0.2253±1	0.1958±16	0.0284±1	0.48	182±2	180±1	196±17		
9	>100, A10 %	0.37	13.9 430	2947	0.0499±1	0.2257±1	0.2001±4	0.0291±1	0.73	185±1	185±1	189±3		

Примечание. A20 % — количество вещества, удаленного в процессе аэробразивной обработки циркона; прочерк — навеска не определялась; Rho — коэффициент корреляции отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ — $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Величины ошибок соответствуют последним значащим цифрам после запятой.

* Изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец.

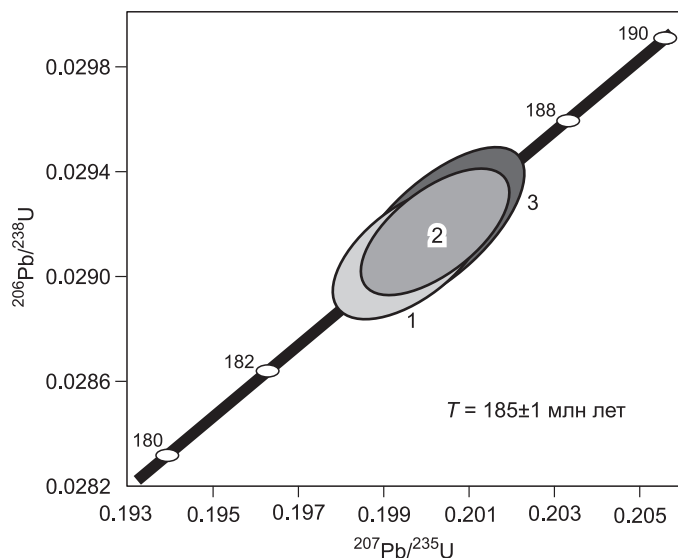


Рис. 6. Диаграмма с конкордией для цирконов из биотитовых микроклиновых гранитов Талаканского массива (обр. С-951).

Номера точек соответствуют порядковым номерам в таблице.

Усть-Диканский массив. Акцессорный циркон, выделенный из рассланцованных биотит-роговообманковых гранодиоритов Усть-Диканского массива (обр. С-1003), представлен главным образом прозрачными бесцветными или бледно-желтыми идиоморфными зональными кристаллами призматического, длиннопризматического и игольчатого облика; $K_{удл} = 3.0—6.0$ (рис. 7). В незначительном количестве встречаются полупрозрачные субидиоморфные зерна циркона короткопризматического габитуса желтого цвета, внутреннее строение которых определяется присутствием ядер различной сохранности (часто со следами растворения), окруженных зональной оболочкой.

Для U-Pb геохронологических исследований использованы три микронавески циркона игольчатого и длиннопризматического облика, отобранные из размерных фракций 100—85 и >100 мкм (см. таблицу). Циркон одной из них (см. таблицу, № 9) был подвергнут предварительной аэробразивной обработке. Как видно на рис. 8, циркон характеризуется незначительной дискордантностью или конкордантен. Значение его конкордантного возраста составляет 185 ± 1 млн лет (СКВО = 0.81, вероятность = 0.37) и совпадает с возрастом верхнего пересечения дискордии, рассчитанной для всех точек изотопного состава циркона (188 ± 9 млн лет, СКВО = 0.34, нижнее пересечение — 146 ± 590 млн лет).

Морфологические особенности изученного циркона свидетельствуют о его магматическом происхождении. Следовательно, полученное для него конкордантное значение возраста (185 ± 1 млн лет) можно рассматривать в качестве наиболее точной оценки возраста его кристаллизации и, соответственно, образования гранодиоритов Усть-Диканского массива.

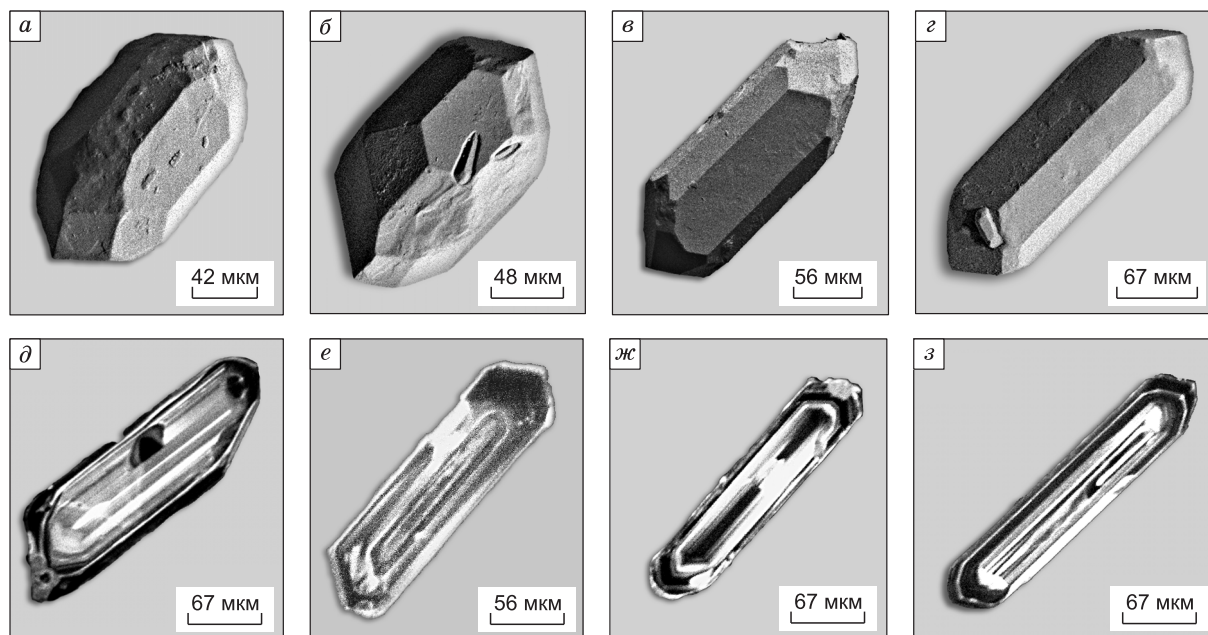
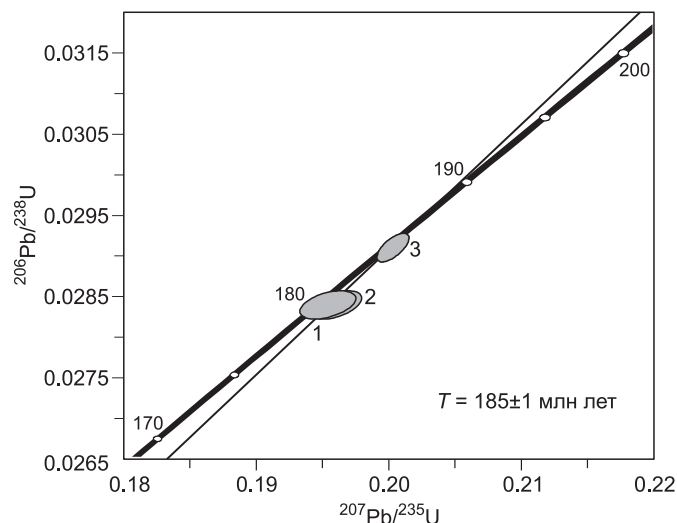


Рис. 7. Микрофотографии кристаллов циркона из биотит-роговообманковых гранодиоритов Усть-Диканского массива (обр. С-1003),

выполненные на сканирующем электронном микроскопе АВТ 55 в режимах вторичных электронов (а—г) и катодолуминесценции (д—з).

Рис. 8. Диаграмма с конкордией для цирконов из биотит-роговообманковых гранодиоритов Усть-Диканского массива (обр. С-1003).

Номера точек соответствуют порядковым номерам в таблице.



ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Представленные в статье геохронологические данные свидетельствуют о том, что гранитоиды тырмо-буреинского комплекса имеют не палеозойский, как это считалось ранее [Мартынюк и др., 1990; Геологическая карта..., 1999], а мезозойский возраст. Прежде чем перейти к их обсуждению следует отметить, что в результате выполненных к настоящему времени геохронологических исследований получены данные о возрасте субщелочных лейкогранитов Большекурбинского (212 ± 5 млн лет) и Индукачинского (201 ± 6 млн лет) массивов северной части Туранского террейна (U-Pb метод по циркону) [Агафоненко, 2001], а также субщелочных гранитов в бассейне р. Большая Аимка (225 ± 5 млн лет (Rb-Sr метод) [Гоневчук и др., 1995] восточной части этого террейна. Кроме того, определен возраст гранитов Шимановского (190 ± 3 млн лет, SHRIMP) [Сорокин и др., 2004б,в] и Усть-Дугдинского (208 ± 6 млн лет, U-Pb метод по циркону) массивов [Сорокин и др., 2004в, 2007] восточной части Аргунского супертеррейна. Близкие по возрасту проявления гранитоидного магматизма ($213\text{—}183$ млн лет) отмечаются и в южной части Буреинско-Цзямусинского супертеррейна [Chen et al., 2000; Wei et al., 2000; Wu et al., 2000, 2002] (см. рис. 1—3).

В совокупности с представленными в статье результатами эти данные позволяют провести корреляцию процессов раннемезозойского магматизма в пределах Восточной и Центральной Азии. Так, полученные нами оценки возраста гранитоидов тырмо-буреинского комплекса свидетельствуют о практически полном совпадении интервалов проявления раннемезозойского магматизма в обрамлении западного ($233\text{—}188$ млн лет [Агафоненко, 2001; Ярмолюк и др., 2002; Коваленко и др., 2003а,б; Воронцов и др., 2007; Берзина, Сотников, 2007]) и восточного ($219\text{—}185$ млн лет, данное исследование, а также [Сорокин и др., 2004б,в, 2007]) сегментов Монголо-Охотского складчатого пояса. Здесь же необходимо напомнить, что близкий возраст ($224\text{—}219$ млн лет) имеют и высокотемпературные структурно-метаморфические преобразования, связанные с образованием северной сутурной границы Солонкерской зоны [Козаков и др., 2004] (см. рис. 1).

Приведенные выше данные свидетельствуют о том, что раннемезозойский преимущественно гранитоидный магматизм, охватил весь ансамбль тектонических блоков, расположенных между Северо-Азиатским и Сино-Корейским кратонами. Как отмечалось выше, геодинамическая природа ареалов раннемезозойского гранитоидного магматизма трактуется по-разному. В районе западного выклинивания складчатых структур Монголо-Охотского складчатого пояса формирование раннемезозойских гранитоидов связывают с замыканием океанического бассейна и образованием на его месте орогенного пояса [Ярмолюк и др., 2002; Коваленко и др., 2003а,б]. Аналогичный вариант интерпретации предлагается и для объяснения происхождения раннемезозойских гранитоидов Солонкерской зоны [Chen et al., 2000]. Внедрение раннемезозойских гранитоидов Буреинско-Цзямусинского супертеррейна обычно связывают с соединением отдельных тектонических блоков в единый микроконтинент Амурия [Зоненшайн и др., 1990], обстановкой активной континентальной окраины [Парфенов и др., 1999] или же с посторогенными процессами [Wu et al., 2002]. В то же время практически единый возрастной диапазон формирования раннемезозойских гранитоидов Центральной и Восточной Азии позволяет предполагать, что их происхождение может быть обусловлено общим тектоническим событием.

Обратимся к известным палинспастическим реконструкциям на этот отрезок геологической истории. Палеомагнитные и геологические данные позволяют предполагать, что образование Амурского супертеррейна (или микроконтинента Амурия) в результате соединения более мелких террейнов (тектони-

ческих блоков) имело место в конце палеозоя—раннем мезозое [Зоненшайн и др., 1990; Парфенов и др., 1999; Wu et al., 2002]. К раннему триасу относится также закрытие Солонкерского океана [Парфенов и др., 1999; Парфенов и др., 2003]. В результате к концу триаса между Северо-Азиатским и Сино-Корейским кратонами остался лишь залив, сохранившийся на месте Монголо-Охотского океана. Полное смыкание его континентальных окраин произошло не позднее средней юры [Парфенов и др., 2003].

В контексте перечисленных событий, наиболее вероятной геодинамической обстановкой, которая могла бы инициировать внедрение многочисленных интрузий раннемезозойских гранитоидов, а также проявление упомянутых выше высокотемпературных структурно-метаморфических преобразований является коллизия Северо-Азиатского и Сино-Корейского кратонов и расположенного между ними Амурского супертеррейна. Но, рассматривая этот сценарий, необходимо сделать оговорку, что речь может идти только о раннеколлизийном этапе. По крайней мере, об этом свидетельствует отсутствие корреляции магматической активности в пределах северного и южного обрамлений Монголо-Охотского складчатого пояса вплоть до раннемелового времени [Ларин и др., 2005]. Кроме того, известно [Zhao et al., 1996; Метелкин и др., 2004, 2007], что только к этому времени исчезают различия в палеопозиции полюсов Северо-Азиатского и Северо-Китайского кратонов.

Авторы признательны рецензентам за конструктивные замечания.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (гранты 07-05-00147, 07-05-00627), Минпромнауки (НШ-3533-2008-05), программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ» и программ Президиума ДВО РАН (гранты 06-II-CO-08-007, 06-I-ОНЗ-09).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Агафоненко С.Г. Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:200 000. Издание второе. Серия Тугурская. Лист N-53-XXVI / Ред. А.В. Махинин. СПб., ВСЕГЕИ, 2001.

Берзина А.П., Сотников В.И. Особенности формирования Су-Мо-порфирового магматического центра Эрдэнэтуин-Обо (Северная Монголия) в области влияния пермотриасового плюма // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (2), с. 185—203.

Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Лыхин Д.А., Дриль С.И., Татарников С.А., Сандиминова Г.П. Источники магматизма и геодинамика формирования раннемезозойской Северо-Монгольской-Западно-Забайкальской рифтовой зоны // Петрология, 2007, т. 15 (1), с. 37—60.

Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А., Кокорин А.М. Оловоносные пегматиты Буреинского массива // Тихоокеанская геология, 1995, т. 14 (2), с. 126—133.

Геодинамика, магматизм и металлогения востока России / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток, Дальнаука, 2006, кн. 1, 572 с.

Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. М-б 1:2 500 000. СПб., ВСЕГЕИ, 1999.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М., Недра, 1990, т. 1, 327 с.

Карсаков Л.П. Раннедокембрийские комплексы в структуре Восточной Азии: Дис. в виде научно-го доклада ... д.г.-м.н. Хабаровск, ИГиГ ДВО РАН, 1995, 88 с.

Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б., Будников С.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Пономарчук В.А., Козлов В.Д., Владыкин Н.В. Источники магматических пород и происхождение раннемезозойского тектономагматического ареала Монголо-Забайкальской магматической области: 1. Геологическая характеристика и изотопная геохронология // Петрология, 2003а, т. 11 (2), с. 164—178.

Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б., Будников С.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Пономарчук В.А., Козлов В.Д., Владыкин Н.В., Ханчук А.И. Источники магматических пород и происхождение раннемезозойского тектономагматического ареала Монголо-Забайкальской магматической области: 2. Петрология и геохимия // Петрология, 2003б, т. 11 (3), с. 227—254.

Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Диденко А.Н., Ковач В.П., Федосеенко А.М., Яковлева С.З. Возраст и геодинамическая обстановка формирования высокотемпературных метаморфических комплексов Южно-Монгольского пояса // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (4), с. 519—524.

Козлов В.Д., Ефремов С.В., Дриль С.И., Сандиминова Г.П. Геохимия, изотопная геохронология и генетические черты Верхнеундинского гранитного батолита (Восточное Забайкалье) // Геохимия, 2003, № 3, с. 408—424.

Котов А.Б., Великославинский С.Д., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Беляков Т.В., Анисимова И.В., Яковлева С.З. Новые данные о возрасте реперных магматических комплексов Амурского супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геодинамическая эволюция

литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 5. Т. 1. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2007, с. 118—119.

Котов А.Б., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б., Сорокин А.П., Великославинский Д.А., Анисимова И.В., Яковлева С.З. Раннепалеозойский возраст габброидов амурского комплекса (Бурей-Цзямусинский супертеррейн Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Докл. РАН, 2009, т. 424 (5), с. 644—647.

Ларин А.М., Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Великославинский С.Д., Бучко И.В. Корреляция возрастных рубежей мезозойского магматизма северного и южного обрамлений восточного фланга Монголо-Охотского складчатого пояса // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Т. 2. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2005, с. 19—22.

Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А. Объяснительная записка к схеме корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. Хабаровск, ПГО Дальгеология, 1990, 215 с.

Метелкин Д.В., Гордиенко И.В., Жао Х. Палеомагнетизм нижнемеловых вулканитов Забайкалья: свидетельство в пользу мезозойских сдвиговых перемещений в структуре Центральной Азии // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (12), с. 1404—1417.

Метелкин Д.В., Гордиенко И.В., Климук В.С. Палеомагнетизм верхнеюрских базальтов Забайкалья: новые данные о времени закрытия Монголо-Охотского океана и мезозойской внутриплитной тектонике Центральной Азии // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (10), с. 1061—1473.

Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртоого О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология, 1999, т. 18 (5), с. 24—43.

Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртоого О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология, 2003, т. 22 (6), с. 7—41.

Решения IV Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Комплект схем. Хабаровск, ПГО Дальгеология, 1994.

Сорокин А.А., Кудряшов Н.М., Сорокин А.П. Фрагменты палеозойских активных окраин южного обрамления Монголо-Охотского пояса (на примере северо-восточной части Аргунского террейна, Приамурье) // Докл. РАН, 2002, т. 387 (3), с. 382—386.

Сорокин А.А., Кудряшов Н.М., Ли Цзиньи, Журавлев Д.З., Ян Пин, Сун Гуйхуа, Гао Лиминг. Раннепалеозойские гранитоиды восточной окраины Аргунского террейна (Приамурье): первые геохронологические и геохимические данные // Петрология, 2004а, т. 12 (4), с. 414—424.

Сорокин А.А., Кудряшов Н.М., Ли Цзиньи. U-Pb геохронология гранитоидов октябрьского комплекса Мамынского террейна (Приамурье) // Тихоокеанская геология, 2004б, т. 23 (5), с. 54—67.

Сорокин А.А., Ярмолюк В.В., Котов А.Б., Сорокин А.П., Кудряшов Н.М., Ли Цзиньи. Геохронология триасово-юрских гранитоидов южного обрамления Монголо-Охотского складчатого пояса и проблема раннемезозойского гранитообразования Центральной и Восточной Азии // Докл. РАН, 2004в, т. 399 (2), с. 227—231.

Сорокин А.А., Котов А.Б., Кудряшов Н.М., Ковач В.П. Позднепалеозойский урушинский магматический комплекс южного обрамления Монголо-Охотского пояса (Приамурье): возраст и геодинамическая позиция // Петрология, 2005, т. 13 (6), с. 654—670.

Сорокин А.А., Кудряшов Н.М., Котов А.Б. Возраст и геохимические особенности массива ранне-мезозойских гранитоидов южной части Буреинского террейна // Тихоокеанская геология, 2007, т. 26 (5), с. 55—66.

Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток, Дальнаука, 2000, с. 5—34.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Будников С.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Пономарчук В.А. Тектономагматическая зональность, источники магматических пород и геодинамика раннемезозойской Монголо-Забайкальской области // Геотектоника, 2002, № 4, с. 42—63.

Chen B., Jahn B.-M., Wilde S., Xu B. Two contrasting Paleozoic magmatic belt in northern Inner Mongolia, China: petrogenesis and tectonic implications // Tectonophysics, 2000, v. 328, p. 157—182.

Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // Geochim. Cosmochim. Acta, 1973, v. 37, p. 485—494.

Krogh T.E. Improved accuracy of U-Pb zircon by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique // Geochim. Cosmochim. Acta, 1982, v. 46, p. 637—649.

Ludwig K.R. ISOPLOT for MS-DOS, version 2.50 // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 88-557, 1991, 64 p.

Ludwig K.R. ISOPLOT/Ex. Version 2.06. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 1999, № 1a, 49 p.

Sorokin A.A., Kudryashov N.M. Paleozoic magmatism in the North-Eastern margin of the Argun terrane: timing and tectonic implications (Upper Amur Region) // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2004, v. 68 (11), Suppl. 1, p. A685.

Stacey J.S., Kramers I.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Planet Sci. Lett.*, 1975, v. 26 (2), p. 207—221.

Steiger R.H., Jager E. Subcommittee of Geochronology: convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth Planet Sci. Lett.*, 1976, v. 36 (2), p. 359—362.

Wei C-S., Zheng Y-F., Zhao Z-F. Hydrogen and oxygen isotope geochemistry of *A*-type granites in the continental margins of eastern China // *Tectonophysics*, 2000, v. 328, p. 205—227.

Wilde S.A., Wu F-Y., Zhang X. Late Pan-African magmatism in the northeastern China: SHRIMP U-Pb zircon evidence from granitoids in the Jiamusi Massif // *Precam. Res.*, 2003, v. 122, p. 311—327.

Wu F-Y., Jahn B-M., Wilde S., Sun D-Y. Phanerozoic crustal growth: U-Pb and Sr-Nd isotopic evidence from the granites in northeastern China // *Tectonophysics*, 2000, v. 328, p. 89—113.

Wu F-Y., Sun D-Y., Li H., Jahn B-M., Wilde S. *A*-type granites in Northeastern China: age and geochemical constraints on their petrogenesis // *Chem. Geol.*, 2002, v. 187, p. 143—173.

Zhao XiXi, Coe Robert S., Gilder S. A., Frost G.M. Paleomagnetic constraints on the paleogeography of China: implication for Gondwanaland // *Austral. J. Earth Sci.*, 1996, v. 3, p. 634—672.

*Поступила в редакцию
29 апреля 2009 г.*