

УДК 550.93:552.5(571.6)

ВОЗРАСТ АМУРСКОЙ СЕРИИ БУРЕЙНСКО-ЦЗЯМУСИНСКОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА: РЕЗУЛЬТАТЫ Sm–Nd-ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

© 2009 г. А. Б. Котов, С. Д. Великославинский, А. А. Сорокин, Л. Н. Котова,
член-корреспондент РАН А. П. Сорокин, А. М. Ларин, В. П. Ковач,
Н. Ю. Загорная, А. В. Кургузова

Поступило 14.04.2009 г.

Буреинско-Цзямусинский супертеррейн находится в восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса и относится к числу его главных структурных элементов (рис. 1). С севера и юга он обрамлен складчатыми сооружениями соответственно Монголо-Охотского пояса и Солонкерской зоны, а на западе граничит с эпипалеозойскими структурами южной Монголии и Аргунским террейном. Восточная окраина Буреинско-Цзямусинского супертеррейна, обращенная в сторону Тихого океана, перекрыта позднемезозойскими осадочно-вулканогенными отложениями. В настоящее время наименее изученным “звеном” этого террейна являются метаосадочные и метавулканические породы амурской и гонжинской серий, которые рассматриваются как его фундамент.

Наиболее полно разрез амурской серии представлен в береговых обнажениях р. Амур в интервале от пос. Радде на северо-западе до устья р. Туловчихи на юго-востоке (рис. 2). Впервые эта серия выделена Л.В. Эйришем в 1961 г. при среднемасштабном геологическом картировании в составе туловчихинской, дичунской и урильской свит (снизу вверх).

Туловчихинская свита сложена биотитовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами с редкими прослоями гранат-биотитовых гнейсов, амфиболовых кристаллических сланцев, амфиболитов и кварцитов. В составе дичунской свиты преобладают амфиболиты с отдельными прослоями гнейсов и амфиболовых, биотит-ам-

фиболовых и амфибол-биотитовых кристаллических сланцев. В верхней части разреза этой свиты встречаются горизонты мраморов, а в средней – маломощные прослои мусковитовых сланцев, биотитовых и двуслюдяных гнейсов. Урильская свита представлена биотитовыми и двуслюдяными сланцами; в подчиненном количестве присутствуют биотитовые гнейсы, биотитовые, мусковитовые и биотит-мусковит-гранатовые сланцы, амфиболиты, кварциты и мраморы.

Условия метаморфизма пород амурской серии соответствуют эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациям. Возраст этой серии традиционно считается позднеархейским, хотя какие-либо данные, позволяющие подтвердить или опровергнуть это представление, отсутствуют. Для решения этого вопроса выполнены Sm–Nd-изотопно-геохимические исследования слагающих ее кластических метаосадочных пород.

Вследствие относительного постоянства отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ в кластических осадочных породах ($\sim 0.11 \pm 0.02$), значительного его отличия от мантийных источников (≥ 0.2), а также малой изменчивости в процессах выветривания, переноса, диагенеза и метаморфизма [3, 4 и др.] данные об изотопном составе Nd кластических осадочных пород дают возможность определить средний модельный возраст источников их сноса [5–7 и др.] и, следовательно, оценить нижнюю возрастную границу накопления соответствующих супра-крупных толщ. О верхней возрастной границе формирования слабо и глубоко метаморфизованных осадочных и осадочно-вулканогенных толщ можно судить исходя из их соотношений с “реперными” интрузивными магматическими комплексами и структурными элементами, возраст которых определен независимыми методами.

Для Sm–Nd-изотопных исследований использованы образцы слабо затронутых или незатронутых процессами метаморфической дифференци-

*Институт геологии и геохронологии докембрия
Российской Академии наук, Санкт-Петербург
Институт геологии и природопользования
Дальневосточного отделения
Российской Академии наук, Благовещенск Амурской обл.
Горный институт им. Г.В. Плеханова,
Санкт-Петербург*

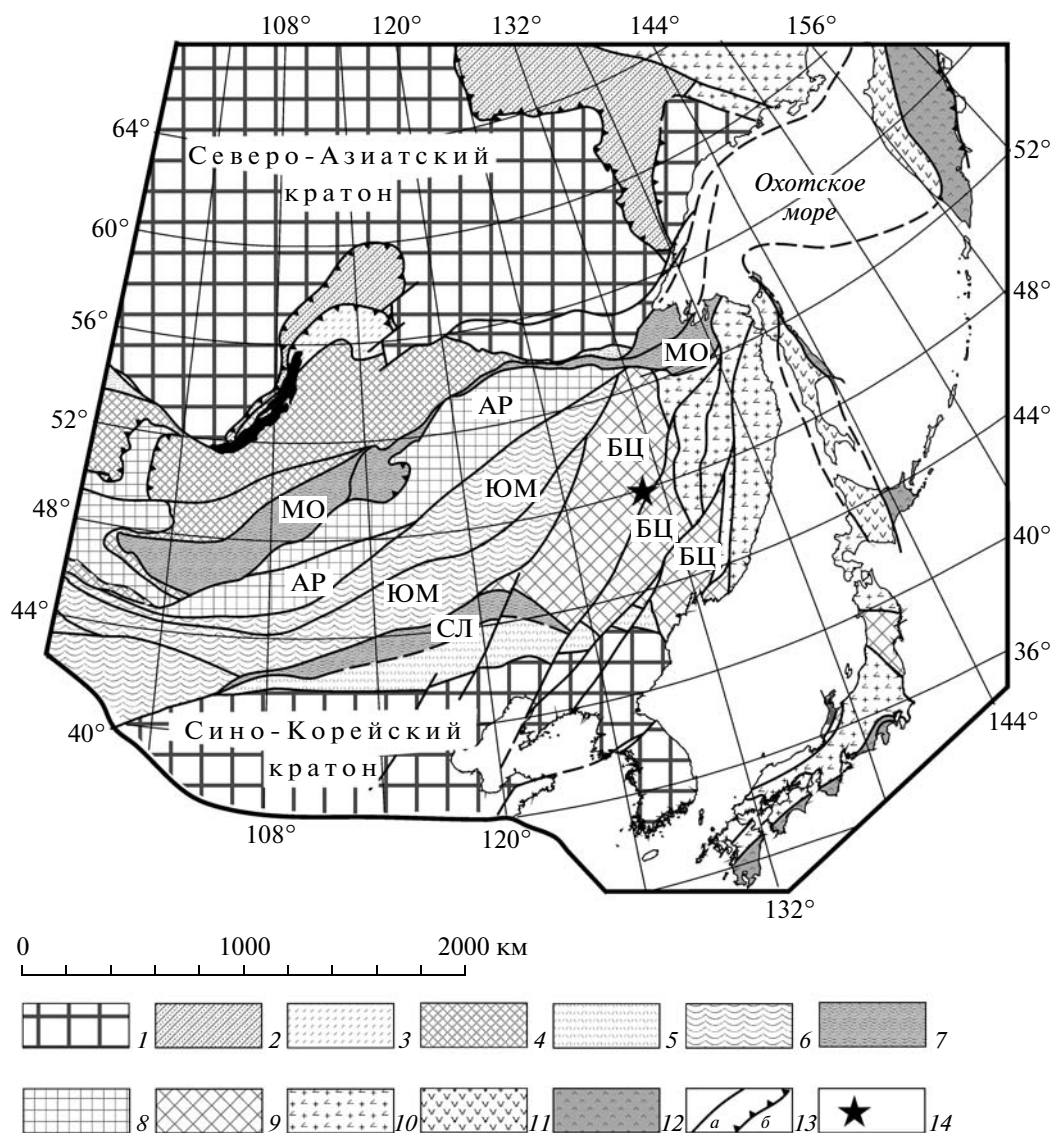


Рис. 1. Положение объектов исследования в геологических структурах восточной окраины Евразии. Тектоническая основа составлена по [1]. 1 – кратоны и их фрагменты; 2 – складчато-надвиговые пояса окраины кратона; 3–7 – до-мезозойские орогенные пояса: 3 – позднерифейский, 4 – позднекембрийско-раннеордовикский, 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 с крутым (а) и пологим (б) падением; 14 – район исследования. Орогенные пояса и их фрагменты: АР – Аргунский (Керулен-Аргуно-Мамынский), БЦ – Буря-Цзямусинский, МО – Монголо-Охотский, СЛ – Солонкерский, ЮМ – Южно-Монгольский.

ации и метасоматоза метаморфических пород амурской серии, для которых на основе петрохимических данных установлено их соответствие кластическим осадочным породам. Реконструкция первичной природы протолитов метаморфических пород проведена с помощью петрохимической классификационной диаграммы, предложенной А.Н. Нееловым [8]. По химическому составу изученные образцы метаосадочных пород амурской серии относятся к аргиллитам, алевролитам и грауваккам нормальной или средней же-

лезистости, за исключением одного образца, который соответствует аркозовому песчанику.

Результаты Sm–Nd-изотопно-геохимических исследований метатерригенных пород амурской серии представлены в табл. 1. Для большинства изученных образцов получены оценки $T_{Nd}(DM)$ в интервале 1.2–1.4 млрд. лет. Только один образец гранат-биотитового гнейса (метаграувакк) туловчихинской свиты характеризуется значением $T_{Nd}(DM) = 1.7$ млрд. лет. Все это свидетельствует о том, что амурская серия имеет возраст не древ-

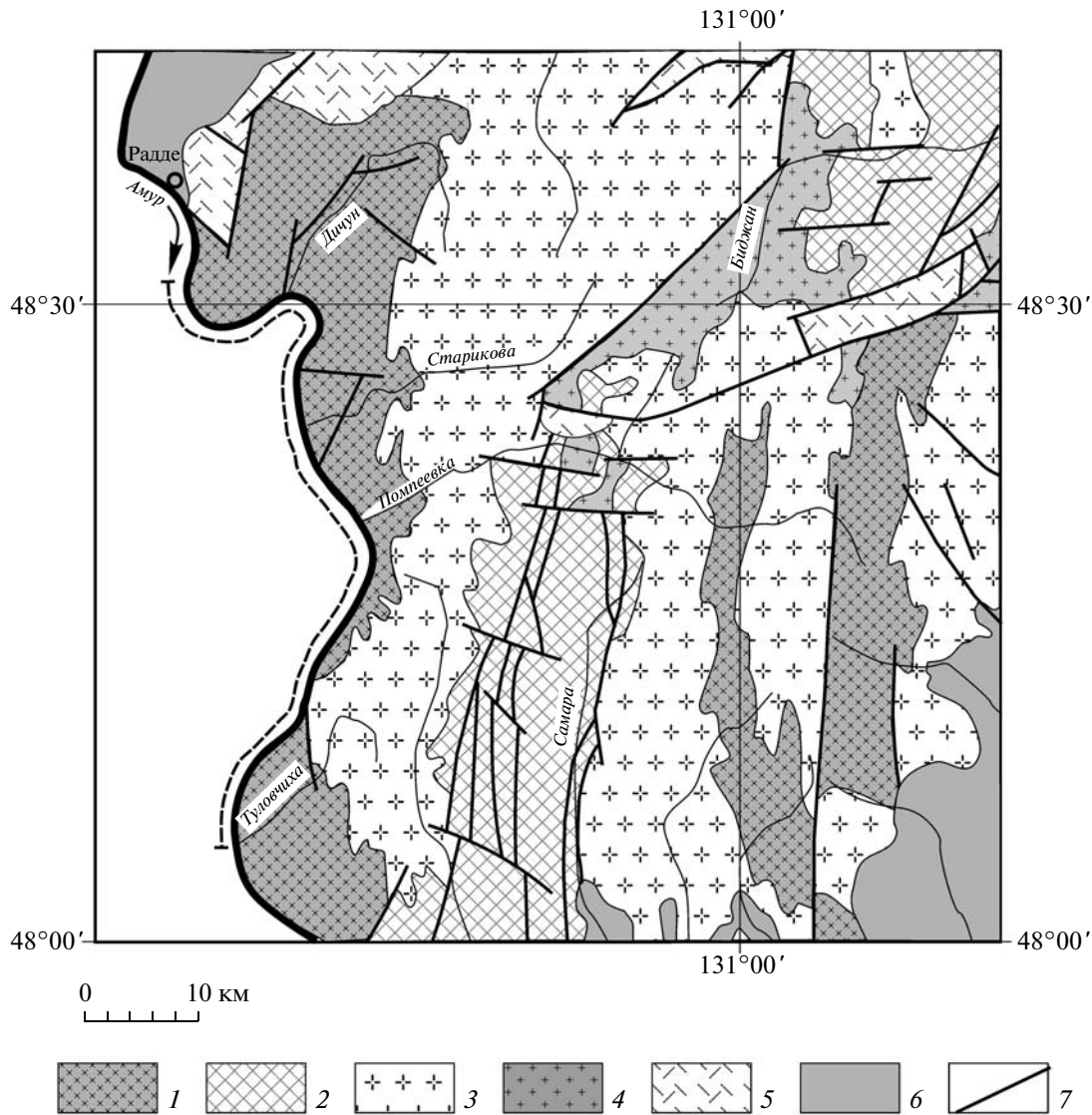


Рис. 2. Геологическая схема района исследования по [2]. 1 – метаморфические комплексы амурской серии; 2 – кембрийские терригенно-карбонатные отложения; 3 – раннепалеозойские граниты и лейкограниты; 4 – позднепалеозойские и раннемезозойские граниты, гранодиориты; 5 – меловые вулканогенные и вулканогенно-осалочные образования; 6 – кайнозойские рыхлые отложения; 7 – разломы. Штриховой линией показан участок исследования береговых обнажений р. Амур.

нее 1.2 млрд. лет. Иными словами, накопление протолитов метаосадочных пород этой серии явно не соответствует позднеархейскому этапу геологического развития Буреинско-Цзямусинского супертеррейна восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса, как это принято в известных стратиграфических схемах [12].

О верхней возрастной границе накопления метаосадочных пород амурской серии можно судить на основании результатов U–Pb-геохронологических исследований магматических пород амурского комплекса. Этот комплекс представлен довольно крупными линзообразными телами метагаббро, которые прорывают породы амурской

серии и совместно с ними участвуют в структурно-метаморфических преобразованиях в условиях амфиболитовой фации. Согласно существующим представлениям, метагаббро амурского комплекса, так же как и амурская серия, имеют позднеархейский возраст. Однако U–Pb-методом по циркону для них недавно получена оценка возраста кристаллизации 486 ± 18 млн. лет [13, 14]. Есть все основания полагать, что возраст амурской серии находится в интервале 0.5–1.2 млрд. лет. Другими словами, накопление протолитов метаосадочных пород этой серии, скорее всего, произошло в течение рифея или венда, а возможно, и в кембрии. При этом основными источниками осадочного

Таблица 1. Результаты Sm–Nd-изотопно-геохимических исследований метатерригенных пород амурской серии

№ п.п.	№ обр.	Содержание, мкг/г		$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ($\pm 2\sigma$ изм.)	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$, млн. лет	Порода	Протолит	Свита
		Sm	Nd							
1	К-1000	7.02	35.0	0.1211	0.512402 ± 2	–4.6	1232	Гранат-биотит-мусковитовый сланец	Аргиллит	Урильская
2	К-1001	6.18	32.8	0.1139	0.512291 ± 2	–6.8	1312	Мусковитовый сланец	Алевролит	То же
3	К-1002	2.47	14.38	0.1040	0.512255 ± 3	–7.5	1244	Гранатсодержащий мусковитовый сланец	Аркозовый песчаник	»
4	К-1006	6.33	33.9	0.1129	0.512380 ± 1	–5.0	1165	То же	Алевролит	»
5	К-1007	6.49	30.1	0.1302	0.512362 ± 1	–5.4	1439	Мусковитовый сланец	То же	Дичунская
6	К-1018	12.20	65.0	0.1134	0.511991 ± 3	–12.6	1758	Гранат-биотитовый гнейс	Граувакка	Туловчинская

Примечание. Выделение Nd и Sm проводилось по методике, описанной в [9]. Изотопные составы Nd и Sm измерены как ионные токи металлов на масс-спектрометре TRITON TI в статическом режиме. Измеренные отношения $^{149}\text{Sm}/^{147}\text{Sm}$ нормализованы к отношению $^{152}\text{Sm}/^{147}\text{Sm} = 1.783079$, а $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – к отношению $^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.241578$ и приведены к отношению $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511860$ в Nd стандарте La Jolla. Уровень холостого опыта за время измерений составил 0.03–0.2 нг для Sm и 0.1–0.5 нг для Nd, точность определения концентраций Sm и Nd $\pm 0.5\%$, изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} \pm 0.5\%$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 0.005\%$ (2σ). При расчете величин $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ и модельных возрастов $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ использованы современные значения CHUR по [10] ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$) и DM по [11] ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2136$).

материала послужили породы, образование которых было связано главным образом с проявлением рифейских корообразующих событий.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект 07–05–00627), Минобрнауки (НШ–3533–2008–05), Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН “Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ” и Президиума ДВО РАН (гранты 06–I–ОНЗ–09, 06–II–СУ–08–004).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7–41.
2. Селиванов В.А., Святогорова Н.И., Барсукова Л.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Новая серия. 1 : 1 000 000. М-52(53). Л.: ВСЕГЕИ, 1995.
3. Taylor S.R., McLennan S.M. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Oxford: Blackwell Sci. Publ., 1985. 312 p.
4. De Paolo D.J. Neodymium Isotope Geochemistry: an Introduction. N. Y.: Springer, 1988. 187 p.
5. McCulloch M.T., Wasserburg G.J. // Science. 1978. V. 200. P. 1003–1011.
6. O’Nions R.K., Hamilton P.J., Hooker P.J. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1983. V. 63. P. 229–240.
7. Miller R.G., O’Nions R.K., Hamilton P.J., Welin E. // Chem. Geol. 1986. V. 57. P. 87–99.
8. Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканогенных пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.
9. Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б. и др. // Петрология. 1995. Т. 3. № 1. С. 99–110.
10. Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1984. V. 67. P. 137–150.
11. Goldstein S.J., Jacobsen S.B. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1988. V. 87. № 3. P. 249–265.
12. Решения IV межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и восточного Забайкалья. Комплект схем. Хабаровск, 1994.
13. Котов А.Б., Великославинский С.Д., Сорокин А.А. и др. Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007. С. 118–119.
14. Котов А.Б., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б. и др. // ДАН. 2009. Т. 424. № 5. С. 644–647.