

**ДОКЕМБРИЙСКИЕ ТЕРРЕЙНЫ
ЮГО-ЗАПАДНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОГО КРАТОНА:
ИЗОТОПНЫЕ ПРОВИНЦИИ, ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ КОРЫ
И АККРЕЦИОННО-КОЛЛИЗИОННЫХ СОБЫТИЙ**

О.М. Туркина, А.Д. Ножкин, Т.Б. Баянова*, Н.В. Дмитриева, А.В. Травин

Институт геологии и минералогии СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия

** Геологический институт КНЦ РАН, 184200, Апатиты, ул. Ферсмана, 14, Россия*

Рассмотрены геологическое строение и главные породные ассоциации докембрийских блоков (Канского и Арзыбейско-Дербинского) в структуре Центрально-Азиатского пояса, непосредственно примыкающих к современной юго-западной окраине Сибирского кратона. На основании анализа данных по Sm-Nd изотопному составу гранитоидов, кислых метавулканитов и метаосадков в пределах докембрийских блоков выделены палео-, мезопротерозойская и неопротерозойская изотопные провинции. Кора этих блоков сформировалась в результате трех дискретных этапов корообразующих событий: палео- (2.3—2.5 млрд лет), мезо- (0.9—1.1 млрд лет) и неопротерозойского (0.8—0.9 млрд лет). Ювенильная протерозойская кора была образована за счет продуктов субдукционного магматизма и представляла собой кору переходного типа. Ее превращение в континентальную, обусловленное становлением калиевых гранитов, началось только в позднем венде—кембрии. Терригенные осадки в Арзыбейском и Дербинском террейнах характеризуются широким диапазоном Nd модельного возраста — $T(DM) = 1—2$ млрд лет. Терригенное осадконакопление началось не ранее неопротерозоя, о чем свидетельствуют величины модельного возраста подстилающих метамагматических комплексов и минимальные значения $T(DM)$ метаосадков. Осадконакопление происходило за счет эрозии мезопротерозойской коры при ограниченном участии более древних раннедокембрийских комплексов окраины Сибирского кратона или террейнов с палеопротерозойской корой. На основании Ar-Ar датирования амфиболов и биотитов из метаморфических пород и определения U-Pb возраста цирконов из гранитоидов установлены два этапа субсинхронного проявления метаморфизма и гранитообразования: вендский (600—555 млн лет) и каледонский (500—440 млн лет). Результатом аккреционно-коллизийных процессов является амальгамация палео-, мезо- и неопротерозойских террейнов, начавшаяся в венде. С этого же рубежа начинается и их коллизия с Сибирским кратоном. Завершился латеральный рост палеоконтинента в позднем ордовике.

Докембрийские террейны, Центрально-Азиатский складчатый пояс, изотопные провинции, корообразующие события, коллизия, аккреция.

**PRECAMBRIAN TERRANES IN THE SOUTHWESTERN PERIPHERY OF THE SIBERIAN CRATON:
ISOTOPIC PROVINCES, STAGES OF CRUST CONSOLIDATION AND ACCRETION-COLLISION EVENTS**

O.M. Turkina, A.D. Nozhkin, T.B. Bayanova, N.V. Dmitrieva, and A.V. Travin

We studied geology and main rock assemblages of the Precambrian Kan, Arzybei, and Derba terranes of the Central Asian fold belt, which border the Siberian craton in the southwest. The Precambrian terranes include three isotopic provinces (Paleoproterozoic, Mesoproterozoic, and Neoproterozoic) distinguished from the Sm-Nd isotope compositions of granitoids, felsic metavolcanics, and metasediments. The terranes formed in three crust consolidation stages: 2.3–2.5, 0.9–1.1, and 0.8–0.9 Ga. Proterozoic juvenile crust was produced by subduction-related magmatism; it was originally of transitional composition and transformed into continental crust by potassic plutonism as late as the Late Vendian-Cambrian. Terrigenous sediments in the Arzybei and Derba terranes vary in $T(DM)$ Nd model ages from 1.0 to 2.0 Ga. The Nd ages of the underlying metavolcanics and lowest $T(DM)$ of metasediments indicate that terrigenous deposition started in the Neoproterozoic. It was maintained by erosion of Mesoproterozoic-Neoproterozoic crust and, to a smaller extent, of Early Precambrian rocks on the craton margin or in Paleoproterozoic terranes. Ar-Ar dating of amphiboles and biotites from metamorphic rocks and U-Pb dating of zircons from granitoids yielded 600–555 and 500–440 Ma, respectively, corresponding to the Vendian and Early Paleozoic stages of nearly synchronous metamorphism and plutonism. Accretion and collision events caused amalgamation of the Paleoproterozoic, Mesoproterozoic, and Neoproterozoic terranes in the Vendian and their collision with the Siberian craton. The lateral growth of the paleocontinent completed in the Late Ordovician.

Precambrian terranes, Central Asian fold belt, isotopic provinces, crustal growth, collision, accretion

ВВЕДЕНИЕ

В связи с обсуждением вопросов, касающихся ранних этапов эволюции коры Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), актуальным является исследование докембрийских блоков (Канского, Дерби-

нского, Арзыбейского) в складчатом обрамлении юго-западной окраины Сибирского кратона, поскольку именно в такого рода структурах запечатлены события позднедокембрийской геологической истории. Возраст и происхождение докембрийских блоков в структурах ЦАСП до последнего времени остаются дискуссионными. Первоначально высокометаморфизованные породные ассоциации, слагающие блоки в структурах Центрально-Азиатского складчатого пояса, коррелировались с раннедокембрийскими комплексами фундамента Сибирского кратона, а сами блоки рассматривались в качестве отторженцев его кристаллического основания [Докембрий..., 1964]. В более поздних обобщениях такие блоки, как Сангиленский, Дербинский, были отнесены к микроконтинентам — фрагментам Лавразии, отделившимся от нее в рифее, но лишенных древнего раннедокембрийского фундамента [Берзин и др., 1994]. В настоящее время выделяются составные микроконтиненты, включающие блоки с раннедокембрийской корой (Байдарицкий блок в составе Хангайского микроконтинента) [Добрецов, 2003] и микроконтиненты с рифейской корой, образованные преимущественно метасадочными комплексами (Сангиленский, Баргузино-Витимский и др.) [Ярмолюк и др., 1999]. На основании определений Nd модельного возраста сложилось представление о преимущественно раннесреднерифейском возрасте коры большинства микроконтинентов, но в отсутствии прямых геологических и изотопно-геохронологических признаков ювенильного допозднерифейского корообразования считается, что такая кора формировалась в основном за счет терригенного осадконакопления, а не магматических процессов [Коваленко и др., 1999].

Прецизионные результаты геохронологических и изотопно-геохимических исследований докембрийских блоков (Канского, Дербинского и Арзыбейского), непосредственно примыкающих к современной юго-западной окраине Сибирского кратона (см. рис. 1), появились только в последние годы. Было установлено развитие в этих структурах разнообразных по возрасту (от палеопротерозоя до раннего палеозоя) метамагматических пород и гранитоидов. Целью данной работы является реконструкция протерозойской истории формирования континентальной коры в складчатом обрамлении юго-западной окраины Сибирского кратона. Синтез всей имеющейся к настоящему времени геологической, петрологической и изотопно-геохронологической информации направлен на определение главных возрастных этапов формирования коры и аккреционно-коллизонных событий в рассматриваемом регионе.

МЕТОДИКИ АНАЛИТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Определение концентраций и изотопного состава Sm и Nd проведены в лаборатории геохронологии Геологического института КНЦ РАН (г. Апатиты) по методике, описанной в работе [Баянова, 2004]. Изотопные исследования выполнены на семиканальном масс-спектрометре Finnigan MAT-262 (RPQ) в статическом режиме. Холостое внутрилабораторное загрязнение составило 0.06 нг для Sm, 0.3 нг для Nd. Точность определения концентраций Sm и Nd составила $\pm 0.2\%$ (2σ), изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} \pm 0.2\%$ (2σ), точность определения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (2σ) указана в табл. 1. За период измерений средние значения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ по стандартам составили: La Jolla ($N = 11$) 0.511833 ± 6 (2σ), Jindi1 ($N = 44$) 0.512072 ± 2 (2σ). Ar-Ar исследования проводились в Институте геологии и минералогии СО РАН по методике, изложенной в работе [Пономарчук и др., 1998]. Погрешности датировок приведены в интервале $\pm 1\sigma$. Идентификация плато проводилась с использованием критериев, описанных в статье [Fleck et al., 1977].

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ПОРОДНЫЕ АССОЦИАЦИИ ДОКЕМБРИЙСКИХ БЛОКОВ В СКЛАДЧАТОМ ОБРАМЛЕНИИ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОГО КРАТОНА

Канский блок. В структуре Канского блока (рис. 1) выделены три террейна — Центральный, Идарский и Шумихинско-Кирельский, различающихся составом и возрастом слагающих их породных ассоциаций и имеющих тектонические границы [Ножкин и др., 2001]. Последний из указанных террейнов ранее под названием Шумихинского определялся в меньшем объеме [Румянцев и др., 1998], позднее авторами была показана аналогия комплексов этого тектонического микроблока и северо-западной части Канского блока, разделенных в современной структуре сдвиговой зоной, выполненной метасадочными отложениями верхней части разреза Центрального террейна.

Центральный террейн, сложенный палеопротерозойским структурно-вещественным комплексом Канского зеленокаменного пояса (ЗКП), является древним „ядром“ рассматриваемого блока. Нижние части разреза ЗКП представлены метавулканитами толеит-базальтовой и известково-щелочной (андезит-дацит-риодациты) ассоциаций, включающих в себя горизонты мраморов и парагнейсов [Ножкин и др., 2001]. В верхней части разреза доминируют метасадочные отложения — метаграувакки, реже кварциты и мраморы с редкими субпластовыми телами метабазальтов. Метавулканогенные образования по характерным геохимическим параметрам (обогащенности крупноионными литофильными элементами, относительному обеднению Nb (Ta)) сопоставимы с магматическими ассоциациями энсиалических островных дуг и задуговых бассейнов. Терригенные метасадки по редкоэлементному составу близки грауваккам энсиалических островных дуг или активных континентальных окраин, что предполагает преиму-

Таблица 1. Sm-Nd изотопные данные для пород докембрийских террейнов юго-западного обрамления Сибирского кратона

Номер пробы	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	T	$T(\text{DM})$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	Порода
	г/г				млн лет			
Канский блок								
<i>Центральный террейн</i>								
70-94	9.12	56.9	0.09694	0.511280 ± 7	2300	2432	3.0	Ортогнейс
124-93	3.46	19.63	0.10653	0.511363 ± 18	2300	2531	1.8	»
163-93	4.51	22.64	0.120473	0.511737 ± 16	2300*	2303	5.0	Парагнейс
210-96	6.0	33.38	0.108750	0.511342 ± 16	2300*	2614	0.7	»
61-93	3.54	21.9	0.09755	0.512215 ± 12	555	1200	-0.8	Трондьемит
<i>Идарский террейн</i>								
60-92	5.6	36.61	0.09245	0.512266 ± 22	1100*	1112	7.5	»
55-94	6.47	33.73	0.11595	0.511548 ± 20	1100*	2489	-9.9	Парагнейс
44-94	6.54	33.54	0.11789	0.511965 ± 17	1100*	1882	-2.0	»
101-92	3.24	16.21	0.12087	0.511873 ± 14	1100*	2092	-4.3	Ортогнейс
48-88	3.70	15.36	0.14563	0.512472 ± 10	1100*	1519	4.0	Парагнейс
63-88	5.94	35.57	0.10094	0.511542 ± 9	1100*	2167	-7.9	»
24-88	5.34	25.56	0.12262	0.512396 ± 7	1100*	1263	5.7	»
<i>Шумихинско-Кирельский террейн</i>								
143-94	1.91	9.89	0.11684	0.512608 ± 6	680	855	6.4	Тоналит
83-94	2.09	13.1	0.09621	0.512521 ± 8	680*	818	6.5	Трондьемит
161-94	4.39	12.3	0.21541	0.513017 ± 8	680*	—	5.8	Тоналит
Арзыйско-Дербинский блок								
<i>Арзыйский террейн</i>								
65-97	1.84	8.57	0.12970	0.512530 ± 8	1000	1127	6.5	Тоналит
178-90	1.46	7.92	0.11144	0.512419 ± 8	1000	1091	6.7	Трондьемит
168-89	4.45	20.4	0.13215	0.51263 ± 7	560	974	4.5	Гранит
25-92	1.96	8.99	0.131973	0.512442 ± 10	1000*	1322	4.5	Парагнейс
12-92	4.80	25.05	0.115900	0.511858 ± 12	1000*	2009	-4.9	»
230-90	1.91	9.65	0.119663	0.512521 ± 24	1000*	1022	7.6	»
17-92	3.04	13.01	0.14135	0.512480 ± 20	1000*	1413	4.0	»
<i>Дербинский террейн</i>								
107-89	3.82	21.15	0.109181	0.512423 ± 17	500	1062	1.4	Диорит
101-91	1.12	7.26	0.09370	0.512552 ± 6	500	762	4.9	Гранит
104-89	2.17	12.56	0.10705	0.512493 ± 11	500	941	2.9	Трондьемит
98-86	2.58	16.33	0.09554	0.512431 ± 12	500	929	2.4	Гранит
113-91	1.10	7.02	0.094932	0.512538 ± 18	500	787	4.6	»
88-86	5.07	26.64	0.114984	0.511922 ± 20	800*	1893	-5.6	Парагнейс
71-86	4.93	23.49	0.126999	0.512272 ± 22	800*	1543	0	»
148-91	4.35	20.04	0.131257	0.512432 ± 19	800*	1329	2.7	»

* Время, принятое, исходя из геологических взаимоотношений, для расчета ϵ_{Nd} ; для метаосадочных пород соответствует вероятному нижнему рубежу осадконакопления.

шественно локальный источник сноса детритового материала, представленный вулканическими комплексами ЗКП. Стратифицированный комплекс интродуцирован поздневендскими (555 ± 5 млн лет) трондьемитами Верхнеканского массива [Ножкин и др., 2001].

Идарский террейн трассируется вдоль северо-восточной границы Канского блока и отделен от Центрального надвиговой зоной, маркируемой выходами ультрамафитов и небольшими массивами гранитов. В основании разреза выделена тектоническая пластина мигматизированных парагнейсов и сланцев [Ножкин и др., 2005б]. Стратифицированный комплекс сложен метавулканитами коматиит-толеитовой

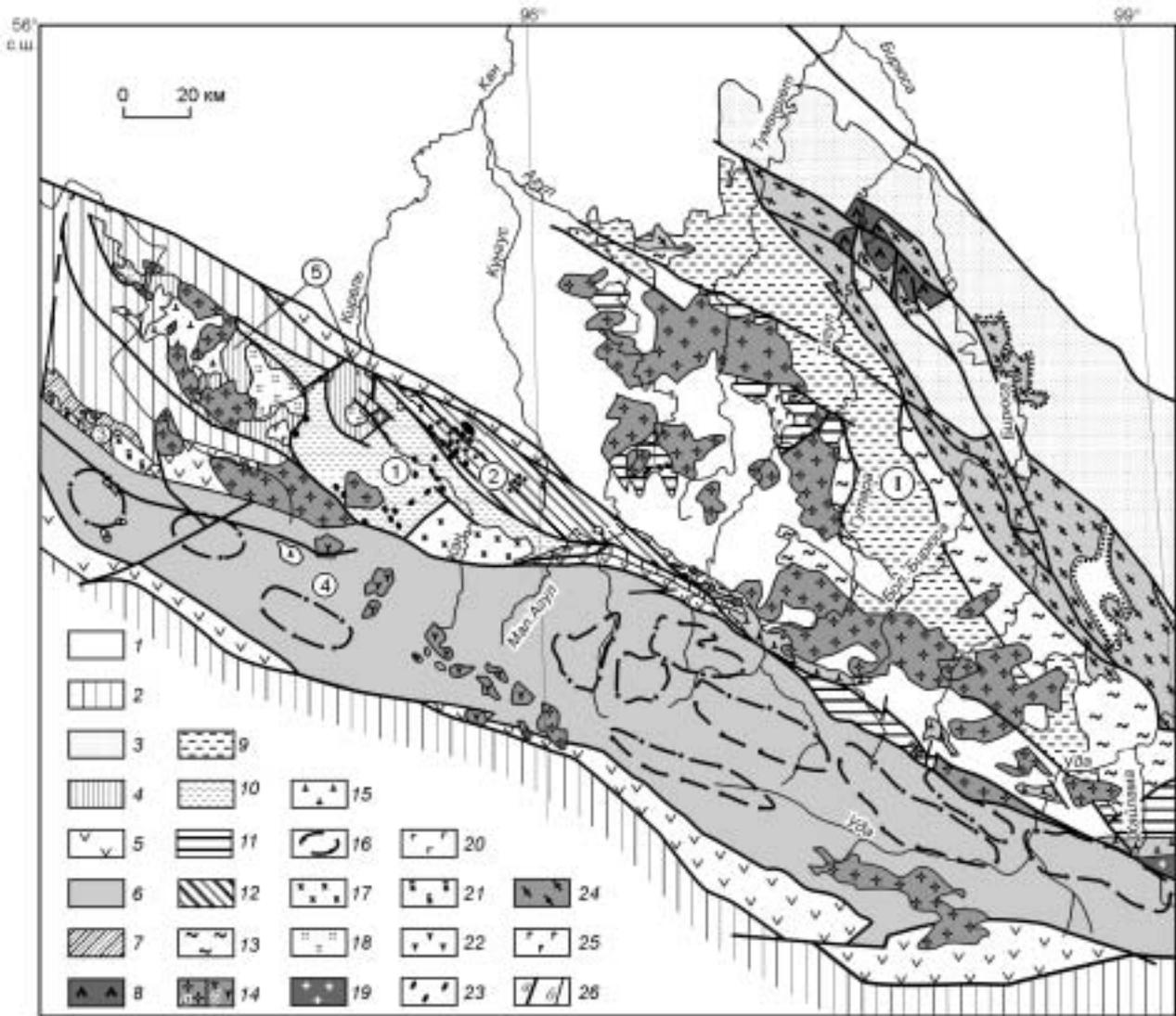


Рис. 1. Схема геологического строения северо-западной части Восточного Саяна.

1 — фанерозойский чехол Сибирской платформы; 2 — палеозойские комплексы Центрально-Азиатского складчатого пояса; 3—12 — стратифицированные комплексы докембрия: 3—6 — неопротерозойские: 3 — осадочные (оселочная, карагасская серии), 4 — метавулканогенные (Шумихинско-Кирельский террейн), 5 — метавулканогенно-осадочные (кувайская серия, другие свиты), 6 — метатерригенно-карбонатные (саянская серия, Дербинский террейн); 7 — мезопротерозойские метаосадочно-вулканогенные (Арзыбейский террейн); 8—11 — палеопротерозойские: 8 — метатерригенно-вулканогенные (сублукская серия), 9 — метакорбонатно-терригенные (неройская серия), 10, 11 — метаосадочно-вулканогенные: 10 — Центрального террейна Канского блока и 11 — выступов фундамента в Агульском прогибе; 12 — палеомезопротерозойские метаосадочно-вулканогенные Идарского террейна Канского блока; 13 — архейские гранулитогнейсовые (хайламинская серия). *Интрузивные комплексы:* 14—16 — раннепалеозойские: 14 — гранитный (а) и сиенитовый (б), 15 — габбровый, 16 — ареалы распространения жильных тел и мелких массивов гранитоидов дербинского комплекса; 17 — вендский трондьемитовый; 18—20 — неопротерозойские: 18 — тоналит-трондьемитовый, 19 — гранитный, 20 — метагаббровый; 21, 22 — мезопротерозойские: 21 — тоналитовый, 22 — метагаббровый; 23 — палеомезопротерозойские(?) ультрабазитовый и ультрабазит-базитовый; 24, 25 — палеопротерозойские: 24 — гранитоидные, 25 — метаанортозит-габбровый; 26 — геологические границы: а — разломы, б — прочие границы. Цифры в кружках: 1 — Бирюсинский блок; террейны: 1 — Центральный, 2 — Идарский, 3 — Арзыбейский, 4 — Дербинский, 5 — Шумихинско-Кирельский.

серии и содержит интрузивные ультрабазитовые и ультрабазит-базитовые массивы. Разрез наращивается в юго-восточном направлении толщей гранатсодержащих биотитовых и амфиболовых парагнейсов (метаграувакк). По составу обособляются две ассоциации метабазальтов: деплетированных легкими РЗЭ ($(La/Yb)_n = 0.5—0.8$) с отчетливыми субдукционными геохимическими метками в виде обеднения Ta (Nb) и обогащенных легкими РЗЭ ($(La/Yb)_n = 2.4—1.2$), но не обнаруживающих заметного обеднения Ta (Nb). Такое сочетание метавулканитов, скорее, свидетельствует в пользу их образования в океанической обстановке. Метаграувакки по редкоэлементному составу сопоставимы с терригенными осадками

островных дуг, в их источнике сноса, судя по пониженным концентрациям Th (2—5 г/т) и повышенным Sc (>20 г/т), доминировали породы основного состава. Породы Кингашского ультрабазит-базитового массива инъецированы жильными телами плагиогранитов.

Шумихинско-Кирельский террейн занимает северо-западную часть Канского блока. В наиболее детально изученном Шумихинском его фрагменте установлены две неопротерозойские породные ассоциации: известково-щелочных метавулканитов ряда базальт—андезит—дацит с комагматами среднекислых вулканитов — тоналитами Шумихинской интрузии (686 ± 32 млн лет) и толеитовых высокотитанистых метабазальтов и низкокалиевых метадацит-риодацитов, последние аналогичны по составу океаническим плагиогранитам [Румянцев и др., 1998; 2000]. Породы первой ассоциации сопоставимы с вулканитами энсиматических островных дуг, а второй — задуговых бассейнов. В Кирельском ареале, сложенном преимущественно раннепалеозойскими габброидами и гранитоидами кутурчинского комплекса, в виде фрагментов установлены амфиболиты, сходные по составу с метабазальтами второй (океанической) ассоциации.

Арзыйско-Дербинский блок включает в себя два террейна, различающихся строением разреза, но близких по времени корообразующих событий, ряду особенностей состава терригенных метаосадков и гранитоидов и имеющих общие черты геологической истории. Стратифицированный метаморфический комплекс *Арзыйского террейна* включает в себя нижнюю метавулканогенную толщу, протолиты которой соответствуют островодужным толеитовым базальтам и известково-щелочным вулканитам базальт-андезитового ряда, и верхнюю, образованную метаграувакками. По редкоэлементному составу метаосадочно-вулканогенный комплекс сопоставим с породными ассоциациями океанических островных дуг. Наличие интрузий мезопротерозойских (1017 ± 47 млн лет) тоналитов и трондьемитов высоко- и низкоглиноземистого типов также свидетельствует в пользу субдукционной природы породных ассоциаций Арзыйского террейна [Туркина, 2002; Туркина и др., 2004]. Внедрение постскладчатых гранитов Широкологской интрузии произошло в позднем венде (560 ± 20 млн лет).

Дербинский террейн образован метаосадочным комплексом со сменой вверх по разрезу метатерригенных (граувакки, реже пелиты и кварциты) отложений метакарбонатно-терригенными и метакарбонатными (мраморы). Терригенные метаосадки по составу близки развитым в Арзыйском террейне и сопоставимы с терригенными отложениями, образовавшимися при эрозии магматических пород островных дуг [Дмитриева и др., 2006]. Раннекаледонские гранитоиды, интродуцирующие метаосадочные отложения, слагают син- и постскладчатые субпластовые тела и мелкие массивы, а по составу варьируют от кварцевых диоритов, тоналитов до плагио- и микроклиновых гранитов [Ножкин и др., 2005а].

ИЗОТОПНЫЕ ПРОВИНЦИИ И ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ ДОКЕМБРИЙСКОЙ КОРЫ В СКЛАДЧАТОМ ОБРАМЛЕНИИ СИБИРСКОГО КРАТОНА

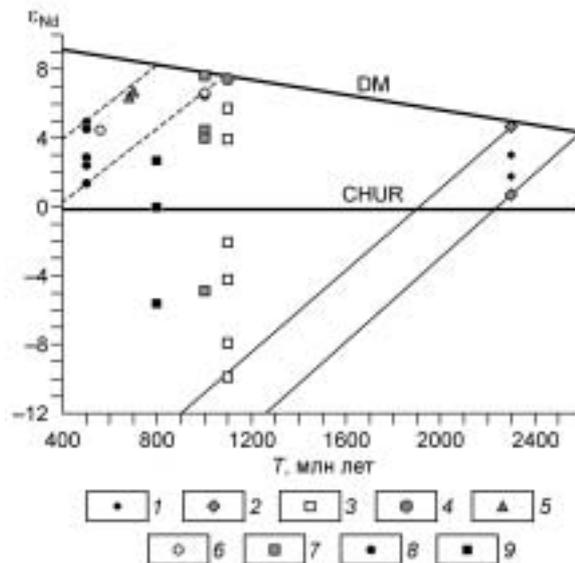
Выделение изотопных провинций и этапов корообразующих событий основано на определении модельного Nd возраста пород в соответствии с общепринятой методикой [De Paolo, 1977; Коваленко и др., 1996]. Особенность авторского подхода заключается в комплексном анализе изотопных параметров как метамагматических пород кислого состава и гранитоидов, так и терригенных метаосадков. Изотопный состав тех и других отражает соответственно параметры средней—нижней и верхней коры, служащей субстратом для образования расплавов и источником сноса терригенного материала соответственно. При анализе изотопных данных учитывалась возможность „омоложения“ модельного возраста гранитоидов в результате процессов корово-мантийного взаимодействия при их образовании, а также вероятная гетерогенность по возрасту кристаллических комплексов-источников терригенного материала для осадочных пород.

При интерпретации авторы исходили из инертного поведения Sm и Nd при метаморфизме, а также незначительного фракционирования этих элементов в процессах выветривания, седиментации и внутрикорового плавления. Для всех исследованных пород величина $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (0.08—0.13) незначительно отличается от среднecоровой (0.12), что позволяет использовать значения одностадийного модельного возраста $T(\text{DM})$, определенного исходя из современных величин изотопных отношений для деплетированной мантии (DM): $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.21365$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$ [Goldstein, Jacobsen, 1988]. При расчете величин ϵ_{Nd} использованы современные значения для однородного хондритового резервуара (CHUR): $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$ [Jacobsen, Wasserburg, 1984]. Анализ выполнен на основании изотопного исследования ~30 проб, результаты представлены в табл. 1 и на рис. 2 и 3.

Под *изотопной провинцией* авторами понимается блок коры, характеризующийся дискретным диапазоном модельных возрастов пород, отличным от соседних структур. Выделяются однородные провинции с идентичными значениями модельного возраста (мета)магматических и (мета)осадочных ассоциаций и гетерогенные изотопные провинции с различными величинами модельного возраста нижне- и верхнекорового уровней. Выделение *этапов корообразующих событий* может быть сделано на основании возраста пород океанических (офиолитовых) комплексов или модельного возраста кислых пород, характеризующихся высокими (близкими к деплетированной мантии) значениями ϵ_{Nd} , поскольку такие породы

Рис. 2. Диаграмма $\epsilon_{Nd}-T$ для пород палео- и мезо-неопротерозойской провинций (Канский, Арзыбейско-Дербинский блоки).

Канский блок: *Центральный террейн*: 1 — орто-, 2 — парагнейсы; *Идарский террейн*: 3 — парагнейсы, 4 — жильные трондьемиты; *Шумихинско-Кирельский террейн*: 5 — интрузивные тоналиты и трондьемиты; *Арзыбейский террейн*: 6 — интрузивные тоналиты и граниты, 7 — парагнейсы; *Дербинский террейн*: 8 — интрузивные гранитоиды, 9 — парагнейсы. DM — деплетированная мантия; CHUR — однородный хондритовый резервуар.



представляют собой продукты переплавления ювенильной коры. Этим условиям в наибольшей степени удовлетворяют гранитоиды натриевого ряда — породы тоналит-трондьемитовой серии, образующиеся за счет базитовых или первично-коровых диорит-тоналитовых источников.

Выступы фундамента Сибирского кратона: Ангаро-Канский, Бирюсинский и Шарыжалгайский — принадлежат к архейской провинции, поскольку их породные ассоциации характеризуются модельным возрастом $T(DM)$ более 2.5 млрд лет [Туркина и др., 2006]. В пределах докембрийских террейнов в складчатом обрамлении Сибирского кратона по величине модельного Nd возраста выделены три изотопных коровых провинции: палео-, мезо-неопротерозойская и неопротерозойская (см. рис. 3).

Контуры **палеопротерозойской изотопной провинции** соответствуют Центральному террейну Канского блока, сложенному метаосадочно-вулканогенным комплексом субдукционного происхождения. Ортогнейсы этой структуры с возрастом ~ 2.3 млрд лет [Ножкин и др., 2001] характеризуются положительными ϵ_{Nd} (1.8...3.0) и $T(DM) = 2.4-2.5$ млрд лет (см. рис. 2). Близкие значения модельного возраста (2.3—2.6 млрд лет) установлены и для парагнейсов, протолиты которых по составу соответствуют грауваккам островных дуг. Ювенильный характер раннепротерозойской коры Центрального террейна, установленный на основании изотопных параметров ортогнейсов, позволяет выделить палеопротерозойский этап корообразования. О древнем возрасте коры этого террейна косвенно свидетельствуют изотопные параметры поздневендских трондьемитов Верхнеканской интрузии, которые в отличие от плагиогранитоидов Шумихинско-Кирельского террейна ($T(DM) = 0.8-0.9$ млрд лет) имеют мезопротерозойский модельный возраст ($T(DM) = 1.2$ млрд лет). Петролого-геохимические исследования показали, что изотопный состав трондьемитов Верхнеканского массива с близкими к нулевым значениями ϵ_{Nd} (-0.8) объясняется взаимодействием первичной расплава из метабазитового источника с материалом палеопротерозойской коры [Туркина, 2005].

Мезо-неопротерозойская изотопная провинция соответствует Арзыбейско-Дербинскому блоку (см. рис. 3). Интрузивные тоналиты и трондьемиты Арзыбейского террейна с возрастом ~ 1020 млн лет [Туркина и др., 2004] и посторогенные калиевые граниты (~ 560 млн лет) характеризуются близкими к DM значениями ϵ_{Nd} (4.5...6.7) и модельным возрастом $T(DM) = 1.0-1.1$ млрд лет (см. рис. 2), что свидетельствует о ювенильном характере мезопротерозойской коры, образованной в результате субдукционного магматизма. Модельный возраст метаграувакк варьирует от близких к магматическим породам (1.0 млрд лет) величин до существенно более „древних“ значений (1.3—2.0 млрд лет). Совокупность изотопных данных указывает на возможность образования метаграувакк в результате смешения терригенного материала, образованного при эрозии мезопротерозойского островодужного комплекса и ранне-докембрийских кристаллических комплексов.

Близкие к вышеописанным изотопные характеристики и вертикальная гетерогенность коры установлены для Дербинского террейна, сложенного позднедокембрийским метатерригенно-карбонатным комплексом. Метаморфизм осадочных отложений этого террейна и формирование синколлизийных гранитоидов с U-Pb возрастом 498 млн лет связаны с раннекаледонским орогенезом [Ножкин и др., 2005a]. Обедненность натриевых и калиевых гранитоидов Дербинского террейна тяжелыми лантаноидами ($(La/Yb)_n = 12-64$) указывает на образование расплавов в равновесии с гранатом, следовательно условия их формирования средне- и нижнекоровые. Положительные значения ϵ_{Nd} (1.4...4.9) и модельный возраст ($T(DM) = 0.8-1.1$ млрд лет) коллизийных гранитоидов свидетельствуют о наличии в основании метаосадочных толщ мезо-неопротерозойской ювенильной коры, близкой по времени формирования к комплексам Арзыбейского террейна (см. рис. 2). Такая же кора, по-видимому, служила одним из источников детритового материала для терригенных осадков (граувакк). Общий диапазон модельных возрастов метаграувакк ($T(DM) = 1.3-1.9$ млрд лет) может быть объяснен варьирующим вкладом материала, обра-

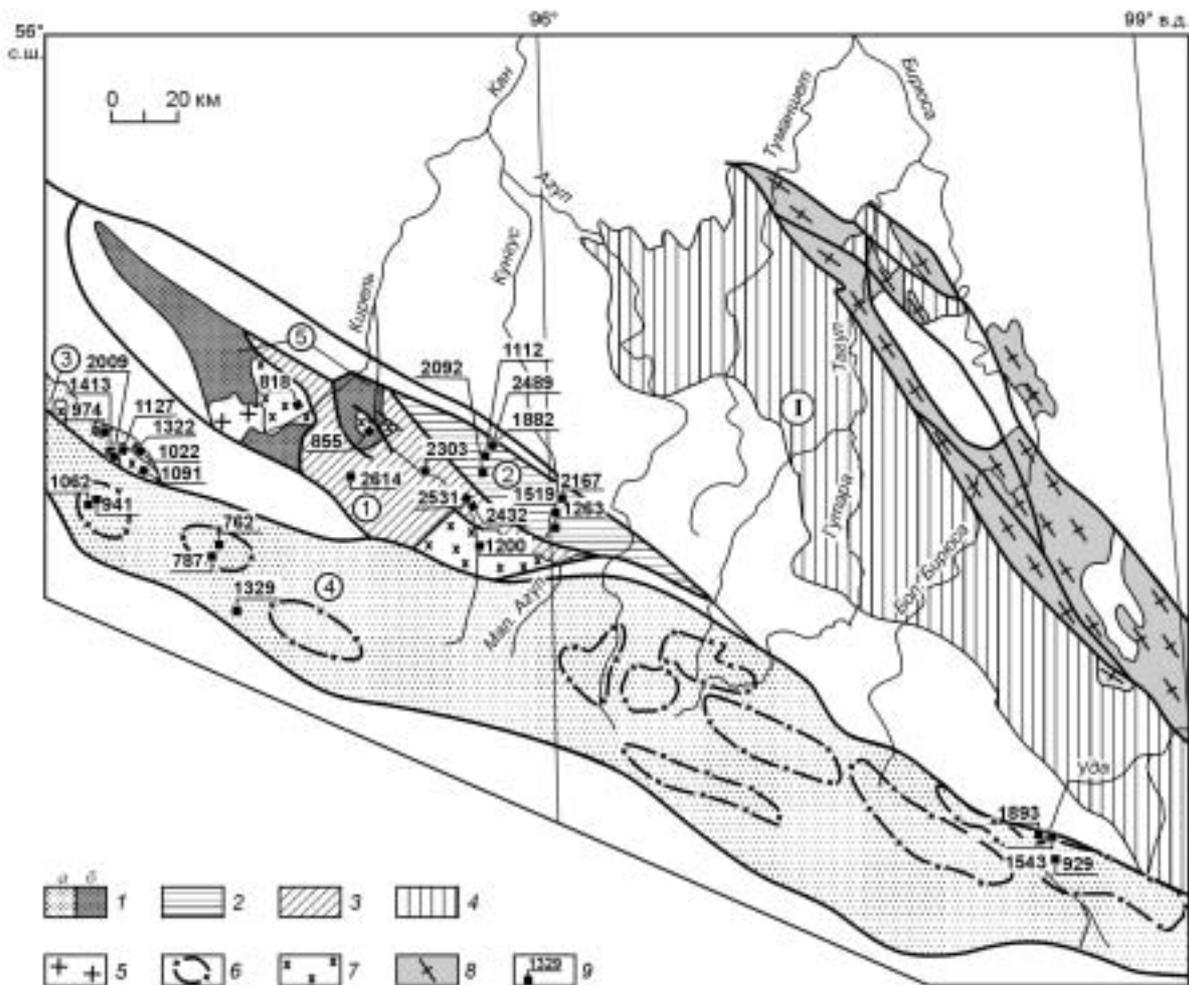


Рис. 3. Изотопные коровые провинции юго-западной окраины Сибирского кратона и его складчатого обрамления.

Провинции: 1 — мезо-неопротерозойская (а) и неопротерозойская (б), 2 — палеомезопротерозойская(?), 3 — палеопротерозойская, 4 — архейская. *Гранитоиды:* 5, 6 — раннепалеозойские: 5 — кутурчинского комплекса, 6 — дербинского комплекса (ареалы распространения жильных тел и мелких массивов), 7 — мезо-неопротерозойские, 8 — палеопротерозойские; 9 — точки отбора проб и значения Nd модельного возраста (млн лет). Цифры в кружках, см. рис. 1.

зованного при эрозии раннедокембрийской коры. На основании изотопных данных по островодужным и коллизионным тоналитам и трондьемитам Арзыбейско-Дербинского блока с высокими положительными значениями ϵ_{Nd} (6.7...2) и модельным возрастом $T(DM)$ (0.9—1.1 млрд лет) может быть выделен мезопротерозойский этап корообразования.

Неопротерозойская изотопная провинция. Изотопно-однородная неопротерозойская кора представлена океаническими и островодужными метавулканическими и плагиогранитоидными комплексами Шумихинско-Кирельского террейна. Интрузивные тоналиты и трондьемиты этой структуры с возрастом ~680 млн лет характеризуются $\epsilon_{Nd} = 6.4...6.5$ и $T(DM) = 0.8—0.9$ млрд лет (см. рис. 2). Эти данные являются обоснованием для выделения неопротерозойского этапа формирования коры.

Неоднозначной остается оценка возраста коры Идарского террейна Канского блока. Интерпретация изотопных данных осложнена практически полным отсутствием в его составе кислых метавулканических пород и гранитоидов, исключение составляют только жильные тела тоналитов и трондьемитов. Возраст пород кумулятивной ультрамафитовой и габброидной ассоциаций Кингашского массива в Идарском террейне на основании породной и минеральной Sm-Nd изохрон оценивается ~1400 и ~870 млн лет соответственно [Гертнер и др., 2005]. Мезопротерозойский модельный возраст ($T(DM) = 1.1$ млрд лет) установлен для жильных трондьемитов, пересекающих породы Кингашского массива (см. рис. 2). Парагнейсы (метаграувакки и метапелиты) верхней части разреза характеризуются широким диапазоном модельного возраста (от 1.3 до 2.5 млрд лет), что указывает на разновозрастность источников сноса

терригенного материала, представленных, вероятно, мезонеопротерозойской и более древней континентальной корой. В качестве древнего корового источника могли выступать как архейские комплексы кратона, так и раннепротерозойские образования Центрального террейна Канского блока. Единственная проба ортогнейса (101-92) имеет палеопротерозойский модельный возраст (см. табл. 1, $T(DM) = 2092$ млн лет). Исходя из имеющейся информации, Идарский террейн может рассматриваться в составе изотопно-гетерогенной палеомезопротерозойской(?) коровой провинции.

Анализ представленных изотопных данных свидетельствует о том, что ювенильная докембрийская кора в юго-западном складчатом обрамлении Сибирского кратона была образована в результате трех этапов (млрд лет): палео- (2.3—2.5), мезо- (0.9—1.1) и неопротерозойского (0.8—0.9). Таким образом, формирование докембрийских блоков в ближайшем складчатом обрамлении кратона связано с постархейскими корообразующими событиями. Кора этих блоков в целом более “молодая”, и ее образование не сопровождалось эндогенным рециклингом архейского сиалического материала. Участие раннедокембрийских кристаллических комплексов могло проявиться только в форме источника терригенного материала, что обуславливает вертикальную изотопную гетерогенность Арзыйско-Дербинского блока. Канский блок характеризуется также латеральной изотопной гетерогенностью коры, сформированной в результате двух дискретных этапов: палео- и неопротерозойского. Очевидно, что Арзыйско-Дербинский блок не является фрагментом коры раннедокембрийского Сибирского кратона, его приращение к кратону, как будет показано ниже, могло произойти только в позднем докембрии.

ЭТАПЫ АККРЕЦИОННО-КОЛЛИЗИОННЫХ СОБЫТИЙ НА ЮГО-ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА

Для обоснования времени аккреционно-коллизийных процессов, приведших к латеральному росту коры Сибирского кратона в позднем докембрии и раннем палеозое, использовано комплексное Ar-Ar датирование амфиболов и биотитов из метаморфических пород и определение U-Pb возраста цирконов из коллизийных гранитоидов. Критерием для идентификации регионально проявленных аккреционно-коллизийных процессов служит субсинхронность метаморфизма и гранитообразования в двух и более террейнах. Анализ полученных данных позволяет обосновать два главных этапа тектонотермальных преобразований вулканогенно-осадочных пород и сопряженного с ними по времени гранитоидного магматизма, которые, очевидно, являются следствием аккреционно-коллизийных процессов в обрамлении Сибирского кратона.

Вендский этап (600—555 млн лет) наиболее широко проявлен в метаморфизме (до амфиболитовой фации) осадочно-вулканогенных отложений Канского блока. Идентичный диапазон Ar-Ag возрастов (590—550 млн лет) биотитов и роговых обманок из метасадочно-вулканогенных пород и гранитоидов всех трех террейнов Канского блока (табл. 2, рис. 4, 5) служит веским аргументом в пользу их сочленения в единую структуру именно в венде. Близкие по времени тектонотермальные преобразования проявились

Таблица 2. Сводка Ar-Ag датировок по биотитам и амфиболом из метаморфических пород и гранитоидов

Блок, террейн	Порода, минерал	Номер пробы	Возраст, млн лет	Литературный источник
Канский, Центральный	Ортогнейс, биотит	П-70-94	593 ± 10	[Ножкин и др., 2001]
	Амфиболит, амфибол	П-136-93	563 ± 2	Настоящая работа
Канский, Идарский	Жильный гранит, биотит	Н-7-92	591 ± 3	
Канский, Шумихинско-Кирельский	Ортогнейс, биотит	Р-64-97	551 ± 3	[Румянцев и др., 2000]
Арзыйский	Амфиболит, амфибол	П-1-92	555 ± 7	Настоящая работа
Бирюсинский	»	А-59-81	546 ± 6	
»	»	А-76-81	577 ± 6	
»	Биотитовый гнейс, биотит	А-78-81	502 ± 5	
Канский блок, Идарский	Мигматизированный гнейс, биотит	А-59-94	489 ± 5	
»	Плагмогранит, биотит	А-58-94	491 ± 1	
»	»	А-60-94	483 ± 8	
Канский блок, Шумихинско-Кирельский	Гранит Анжинского массива, биотит	П-180-94	463 ± 6	[Ножкин и др., 2005a]
Дербинский	Плагмогнейс, амфибол	Н-106-89	501 ± 3	
»	»	П-148-91	483 ± 6	
»	»	А-102-86	467 ± 3	
»	Кварцевый диорит, биотит	Н-107-89	449 ± 4	
»	Плагмогранит, биотит	А-98-86	440 ± 6	

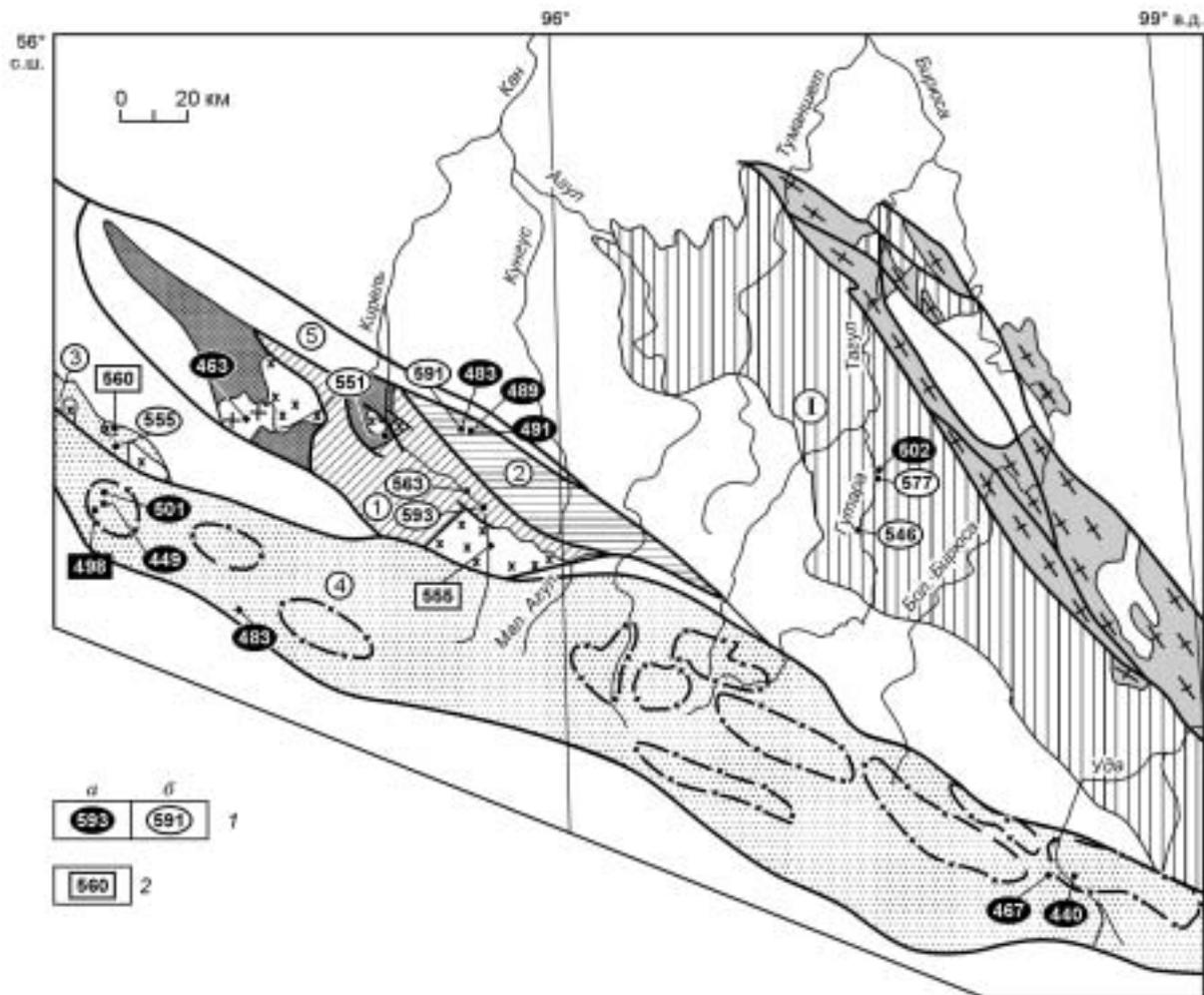


Рис. 4. Схема значений возраста метаморфических пород и коллизионных гранитоидов для докембрийских террейнов складчатого обрамления и юго-западной окраины Сибирского кратона.

1, 2 — точки отбора проб и значения возраста (млн лет): 1 — Ar-Ag (по амфиболу (а) и биотиту (б)), 2 — U-Pb (по циркону). Усл. обозн. см. на рис. 3.

и в Арзыбейском террейне, о чем свидетельствует Ar-Ag возраст роговой обманки из амфиболита (555 ± 7 млн лет). Вендский орогенез выразился не только в амальгамации разновозрастных протерозойских террейнов, но и в их коллизии с окраиной Сибирского кратона. Последнее фиксируется синхронным проявлением термальных преобразований в породах Бирюсинского блока. Для роговых обманок из двух субпластовых тел амфиболитов нижней части разреза неройской серии установлены значения Ar-Ag возраста 546 ± 6 и 577 ± 6 млн лет. Завершается процесс орогенеза формированием постскладчатых трондьемитов Верхнеканского плутона (Центральный террейн Канского блока) с возрастом 555 млн лет и гранитов Широкологского массива ~ 560 млн лет (Арзыбейский террейн). Трондьемиты Верхнеканского массива характеризуются высокими концентрациями Sr (1100—2100 г/т), Ba (1000—2200 г/т) и высокими $(La/Yb)_n$ (15—32) и Sr/Y (130—210) и по составу соответствуют гранитам высоко-BaSr типа. Обоеднение трондьемитов тяжелыми РЗЭ обусловлено образованием первичного расплава при $P > 10$ кбар на нижнекоровом уровне. Изотопный состав трондьемитов ($\epsilon_{Nd} = -0.8$) и высокие концентрации Ba и Sr указывают на их формирование преимущественно из ювенильного базитового источника, сопоставимого по геохимическим характеристикам с внутриплитными базальтами, при ограниченном (10—15 %) участии материала палеопротерозойской коры Центрального террейна [Туркина, 2005]. Признаки процесса мантийно-корового взаимодействия при образовании трондьемитов свидетельствуют о высокотемпературном характере коллизионного процесса, что и обусловило интенсивные термальные преобразования протерозойских осадочно-вулканогенных отложений.

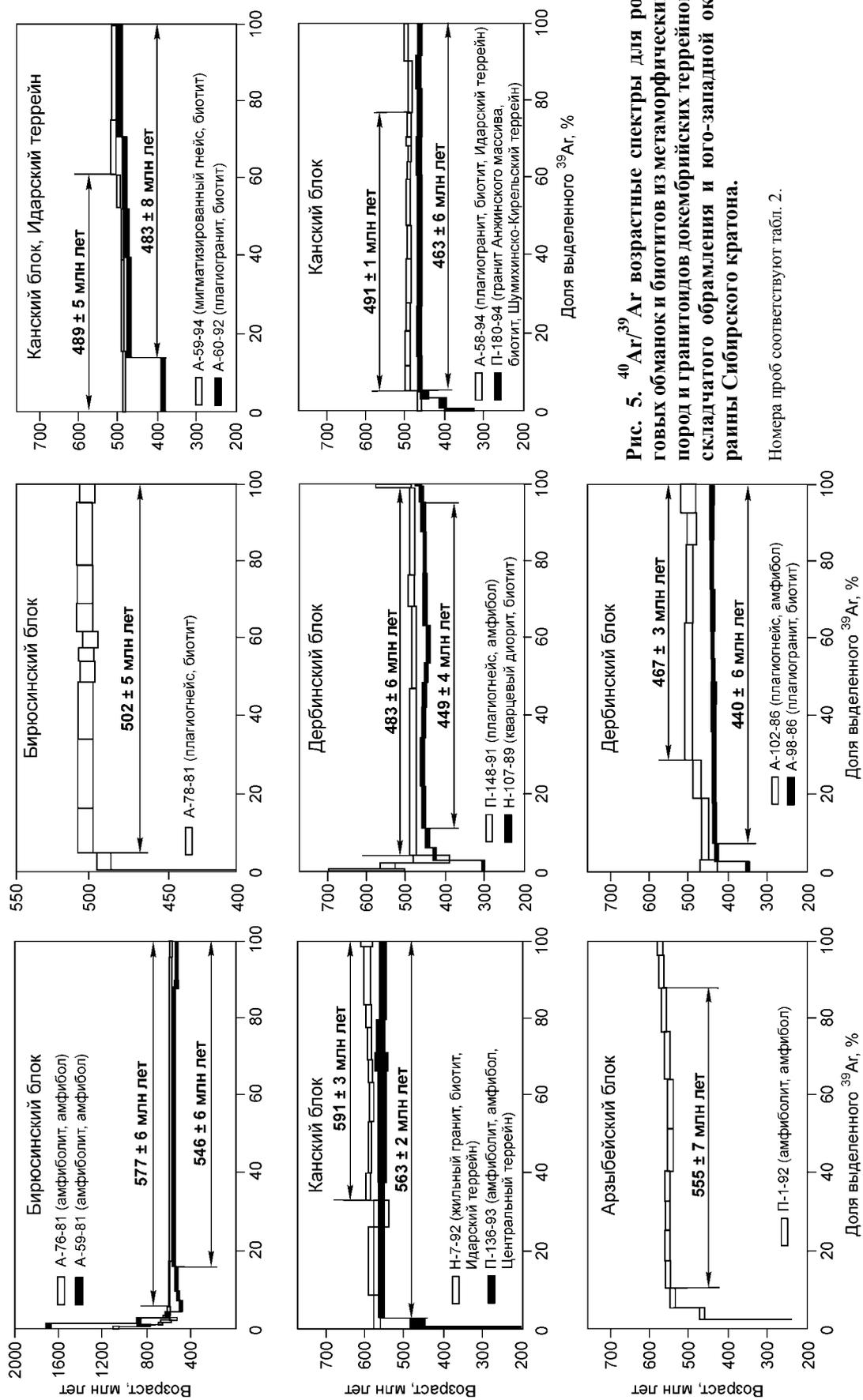


Рис. 5. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастные спектры для роговых обманок и биотитов из метаморфических пород и гранитоидов докембрийских террейнов складчатого обрамления и юго-западной окраины Сибирского кратона.

Номера проб соответствуют табл. 2.

Каледонский этап коллизионных процессов охватывает структуры как Канского блока, так и Дербинского террейна. Наиболее полно каледонские события проявлены в Дербинском террейне, где установлены признаки неоднократного метаморфизма и сопряженного гранитообразования. Наиболее ранний метаморфизм и внедрение синколлизионных гранитоидов произошли в позднем кембрии. Согласно результатам U-Pb датирования циркона синскладчатые жильные кварцевые диориты северо-западной части Дербинского террейна (р. Крол) имеют возраст 498 ± 5 млн лет [Ножкин и др, 2005a]. Близкий Ag-Ag возраст установлен для амфиболов из плагиогнейсов р. Крол и хр. Тэло — 501 ± 3 и 483 ± 6 млн лет (см. табл. 2, рис. 4, 5). Более поздние события фиксируются по данным Ag-Ag датирования биотитов и амфиболов из плагиогнейсов и гранитоидов на северо-западе и юго-востоке Дербинского террейна на рубежах ~470 и 450—440 млн лет. В Канском блоке раннекаледонский процесс проявлен на северо-западе Идарского террейна. Биотиты из мигматизированных парагнейсов и гранитоидов этой структуры характеризуются Ag-Ag возрастом 480—490 млн лет. С позднекаледонскими процессами связано формирование гранитов кутурчинского комплекса, что доказывается Ag-Ag возрастом биотита из лейкогранитов Анжинского массива (Шумихинско-Кирельский террейн), составляющим 463 ± 6 млн лет. В отличие от амфиболов из пород неройской серии Бирюсинского блока, биотит как минерал с более низкой температурой закрытия Ag системы имеет возраст 502 ± 2 млн лет и фиксирует время раннекаледонского термального воздействия, более низкотемпературного, чем вендское. Таким образом, проявление кембрийско-ордовикского метаморфизма и коллизионного гранитообразования в пределах Дербинского террейна, очевидно, обусловлено его причленением к окраине Сибирского палеоконтинента, что завершило формирование аккреционно-коллизионного пояса складчатого обрамления кратона, начавшееся в венде.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенные результаты и их анализ, к сожалению, не позволяют во всей полноте воссоздать историю формирования континентальной коры на протяжении протерозоя. Скорее, речь может идти о выделении ключевых событий и процессов, накладывающих важные ограничения на разработку вероятных геодинамических сценариев эволюции коры Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) на ранних этапах. В этой связи необходимо отметить ряд принципиальных результатов, полученных авторами.

1. В пределах докембрийских блоков в складчатом обрамлении юго-западной окраины Сибирского кратона выделены палео-, мезо- и неопротерозойская и неопротерозойская изотопные провинции. Кора этих блоков сформировалась в результате трех дискретных этапов корообразующих событий: палео- (2.3—2.5 млрд лет), мезо- (0.9—1.1 млрд лет) и неопротерозойской (0.8—0.9 млрд лет).

2. Среди докембрийских блоков в исследованном сегменте ЦАСП выделяется два типа: с ранне- и позднекембрийской корой. Впервые выделены структуры с ювенильной палеопротерозойской корой (Центральный террейн Канского блока), образованной в результате субдукционного магматизма. Наряду с Байдарикским и Гарганским блоками, сложенными позднерехейской „серогнейсовой“ корой, Центральный террейн, вероятно, является „отторженцем“ раннекембрийского Сибирского кратона.

3. Процессы мезопротерозойского корообразования начались не ранее 1.1 млрд лет назад. Ювенильная мезопротерозойская кора (Арзыбейско-Дербинский блок) представлена субдукционными магматическими комплексами, которые, скорее всего, не входили в структуру Родинии, а развивались как островодужные системы в океане, окружавшем этот суперконтинент.

4. Мезо- и неопротерозойская кора (1.1—0.8 млрд лет) была сформирована за счет субдукционного магматизма и представляла собой кору переходного типа, превращение которой в континентальную, обусловленное образованием калиевых гранитов, началось только в позднем венде—кембрии.

5. Терригенное осадконакопление в Арзыбейском и Дербинском террейнах с мезопротерозойской корой началось не ранее неопротерозоя, о чем свидетельствуют минимальные значения модельного Nd возраста метаосадков, составляющие ~1 млрд лет. Осадконакопление происходило при ограниченном участии более древней, раннекембрийской коры, которая могла быть представлена комплексами окраины Сибирского кратона или террейнов с палеопротерозойской корой.

6. Судя по имеющимся к настоящему времени изотопно-геохронологическим данным, амальгамация палео-, мезо- и неопротерозойских террейнов началась в венде, с этого же рубежа начинается и их коллизия с Сибирским кратоном. Завершился латеральный рост палеоконтинента в позднем ордовике.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 04-05-64301) и Президиума СО РАН по программе фундаментальных исследований „Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса“ (№ 6.7.1.) и комплексного интеграционного проекта СО РАН „Докембрийские осадочные последовательности Урала и Сибири: типы и характер источников сноса, долговременные вариации состава коры, проблема рециклинга“ (6.6).

ЛИТЕРАТУРА

Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб., Наука, 2004, 174 с.

Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Сяо Сючань, Чанг Э.З. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7—8), с. 8—28.

Гертнер И.Ф., Глазунов О.М., Морикио Т., Тишин П.А., Чернышов А.И., Краснова Т.С., Врублевский В.В. Изотопно-геохимические ограничения модели формирования Кингашского ультрамафитового массива (Восточный Саян) // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Т. I (Материалы Всерос. науч. конф.). Томск, 2005, с. 61—72.

Дмитриева Н.В., Туркина О.М., Ножкин А.Д. Геохимические особенности метатерригенных пород Арзыбейского и Дербинского блоков неопротерозойского аккреционного пояса юго-западного обрамления Сибирского кратона: реконструкция источников сноса и условий образования осадков // Литосфера, 2006, №3, с. 28—44.

Добрецов Н.Л. Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан) // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (1—2), с. 5—27.

Докембрий Восточного Саяна / Под ред. А.А. Полканова, С.В. Обручева. М., Наука, 1964, 328 с.

Коваленко В.И., Ярмолук В.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Козаков И.К., Сальникова Е.Б. Источники фанерозойских гранитоидов Центральной Азии: Sm-Nd-изотопные данные // Геохимия, 1996, № 8, с. 697—712.

Коваленко В.И., Ярмолук В.В., Ковач В.П., Будников С.В., Журавлев Д.З., Козаков И.К., Котов А.Б., Рыцк Е.Ю., Сальникова Е.Б. Корообразующие магматические процессы при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm-Nd изотопные данные // Геотектоника, 1999, № 3, с. 21—41.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бибилова Е.В., Пономарчук В.А. Состав, строение и условия формирования метаосадочно-вулканогенных комплексов Канского зеленокаменного пояса (Северо-Западное Присяняе) // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (7), с. 1058—1078.

Ножкин А.Д., Баянова Т.Б., Туркина О.М., Травин А.В., Дмитриева Н.В. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм и метаморфизм в Дербинском микроконтиненте Восточного Саяна: новые изотопно-геохронологические данные // Докл. РАН, 2005а, т. 404, № 2, с. 241—246.

Ножкин А.Д., Чернышов А.И., Туркина О.М., Кузоватов Н.И., Ступаков С.И., Дмитриева Н.В. Метаосадочно-вулканогенные и интрузивные комплексы Идарского зеленокаменного пояса (Восточный Саян) // Петрология магматических и метаморфических комплексов, Т. II (Материалы Всерос. науч. конф.). Томск, 2005б, с. 356—384.

Пономарчук В.А., Лебедев Ю.Н., Травин А.В., Морозова И.П., Киселева В.Ю., Титов А.Т. Применение тонкой магнитно-сепарационной технологии в K-Ar, ⁴⁰Ar-³⁹Ar, Rb-Sr методах датирования пород и минералов // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (1), с. 55—64.

Румянцев М.Ю., Туркина О.М., Ножкин А.Д. Геохимия шумихинского гнейсово-амфиболитового комплекса Канской глыбы (северо-западная часть Восточного Саяна) // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (8), с. 1103—1115.

Румянцев М.Ю., Туркина О.М., Ножкин А.Д., Грачева Т.В., Шевченко Д.О. Новые данные о возрасте шумихинского палеоостроводужного комплекса (Восточный Саян): позднерифейско-вендское корообразование на юго-западной окраине Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2000, т. 41 (12), с. 1790—1797.

Туркина О.М. Тоналит-трондьемитовые комплексы надсубдукционных обстановок (на примере позднерифейских плагиогранитоидов ЮЗ окраины Сибирской платформы) // Геология и геофизика, 2002, т. 43 (5), с. 420—433.

Туркина О.М. Протерозойские тоналиты и трондьемиты юго-западной окраины Сибирского кратона: изотопно-геохимические данные о нижнекоровых источниках и условиях образования расплавов в коллизионных обстановках // Петрология, 2005, т. 13, № 1, с. 41—55.

Туркина О.М., Ножкин А.Д., Бибилова Е.В., Журавлев Д.З., Травин А.В. Арзыбейский террейн — фрагмент мезопротерозойской островодужной коры в юго-западном обрамлении Сибирского кратона // Докл. РАН, 2004, т. 394, № 6, с. 812—817.

Туркина О.М., Ножкин А.Д., Баянова Т.Б. Источники и условия образования раннепротерозойских гранитоидов юго-западной окраины Сибирского кратона // Петрология, 2006, т. 14, № 3, с. 284—306.

Ярмолук В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Будников С.В., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Nd-изотопная систематика коровых магматических протолитов Западного Забайкалья и проблема рифейского корообразования в Центральной Азии // Геотектоника, 1999, № 4, с. 3—20.

De Paolo D.J. Neodymium isotope geochemistry: an introduction. New York, Springer-Verlag, 1977, 187 p.

Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sm isotopic systematics of rivers water suspended material: implications for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Lett., 1988, v. 87, p. 249—265.

Fleck R.J., Sutter J.F., Elliot D.H. Interpretation of discordant ^{40}Ar - ^{39}Ar age-spectra of Mesozoic tholeiites from Antarctica // Geochim. Cosmochim. Acta, 1977, v. 41, p. 15—32.

Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // Earth Planet. Sci. Lett., 1984, v. 67, p. 137—150.

*Поступила в редакцию
6 мая 2006 г.*