

ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

УДК 550.42:552.5:550.93:551.72

МЕТАКАРБОНАТНО-ТЕРРИГЕННЫЙ КОМПЛЕКС ДЕРБИНСКОГО БЛОКА
(Восточный Саян): ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ И ИЗОТОПНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА,
МЕТАМОРФИЗМ И ВРЕМЯ ФОРМИРОВАНИЯ

А.Д. Ножкин^{1,2}, О.М. Туркина^{1,2}, Н.В. Дмитриева¹, А.В. Травин¹, И.И. Лиханов¹

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

² Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

Дербинский блок — один из наиболее крупных докембрийских террейнов Саяно-Енисейского аккреционного пояса в ЮЗ обрамлении Сибирской платформы. Он сложен метаморфизованными терригенно-карбонатными породами саянской серии, которые инъецированы гранитоидами. Петрогеохимические особенности гнейсово-сланцевых ассоциаций свидетельствуют о низкой зрелости осадочных протолитов, которые по составу соответствуют преимущественно грауваккам и карбонатно-терригенным породам (мергелям). Согласно результатам U-Pb (La-ICP-MS) датирования детритовых цирконов из гнейсов и сланцев, формирование осадочных протолитов происходило в венде. Доминирующим источником сноса для терригенного материала могли служить неопротерозойские субдукционные комплексы при ограниченном вкладе раннедокембрийских пород. Ar-Ar и U-Pb изотопные данные свидетельствуют о субсинхронном и многоэтапном проявлении метаморфизма (до амфиболитовой фации) и гранитоидного магматизма (~510—500 и 480—465 млн лет) в Дербинском блоке. Эти процессы явились отражением раннекаледонских орогенических событий, широко проявленных в структурах ЦАСП. Сходство по вещественному составу, времени осадконакопления и источникам сноса метатерригенно-карбонатных комплексов Дербинского блока (саянская серия), Западно-Сангиленского блока Тувино-Монгольского массива (эрзинский и моренский комплексы) и Хамардабанского террейна (слюдьянская серия) предполагает, что эти структуры представляли единую вендскую континентальную окраину с латеральными вариациями обстановок седиментации и источников терригенного материала.

Карбонатно-терригенные породы, геохимия, U-Pb (La-ICP-MS), Ar-Ar датирование, метаморфизм, Дербинский блок.

METACARBONATE-TERRIGENOUS COMPLEX OF THE DERBA BLOCK (*East Sayan*):
PETROGEOCHEMICAL AND ISOTOPE PARAMETERS,
METAMORPHISM, AND TIME OF FORMATION

A.D. Nozhkin, O.M. Turkina, N.V. Dmitrieva, A.V. Travin, and I.I. Likhanov

The Derba block is one of the largest Precambrian terranes of the Sayan–Yenisei accretionary belt in the southwestern margin of the Siberian Platform. It is composed of metamorphosed terrigenous-carbonate rocks of the Sayan Group, injected by granitoids. The geochemical features of gneiss–schist associations indicate the low maturity of their sedimentary protoliths corresponding in composition mainly to graywackes and terrigenous-carbonate rocks (marls). According to the results of U–Pb (LA–ICP–MS) dating of detrital zircons from gneisses and schists, the sedimentary protolith formed in the Vendian. Neoproterozoic subduction complexes were probably the major provenance for terrigenous material, and Early Precambrian rocks made a limited contribution. The Ar–Ar and U–Pb isotope data testify to nearly coeval and multistage events of metamorphism (up to the amphibolite facies) and granitoid magmatism (~510–500 and 480–465 Ma) in the Derba block. These processes were reflective of the Early Caledonian orogenic processes in the structures of the Central Asian Orogenic Belt. The similarity in the composition, time of sedimentation, and provenances of metaterrigenous-carbonate complexes of the Derba block (Sayan Group), West Sangilen block of the Tuva–Mongolian massif (Erzin and Moren complexes), and the Khamar-Daban terrane (Slyudyanka Group) suggests that these structures were a single Vendian continental margin with lateral variations in depositional environments and the sources of terrigenous material.

Terrigenous carbonate rocks, geochemistry, U–Pb (LA–ICP–MS) and Ar–Ar dating, metamorphism, Derba block

ВВЕДЕНИЕ

Исследование докембрийских метаморфических комплексов в складчатом обрамлении Сибирской платформы приобрело особое значение в связи с обсуждением вопросов, касающихся наиболее раннего — неопротерозойского этапа эволюции коры Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), заложившегося между крупными континентальными структурами после распада Родинии [Dobretsov et al., 2003]. В позднем неопротерозое был сформирован протяженный Саяно-Енисейский аккреционный пояс, обрамляющий с юго-запада структуры Сибирской платформы [Berzin, 2004; Ножкин и др., 2007; Туркина и др., 2007] (рис. 1, врезка). Дербинский блок, образованный метаморфическим (метатерригенно-карбонатным) комплексом и инъецированный гранитоидами, один из наиболее крупных структурных элементов этого пояса. Енисейское звено аккреционного пояса представлено Исаковским и Предивинским островодужными террейнами Енисейского кряжа [Верниковский и др., 2009; Ножкин и др., 2016, 2017]. Восточно-Саянское звено аккреционного пояса наряду с Дербинским включает Канский, Арзыбейский, Шумихинский блоки и Кувайскую вулканическую зону [Berzin, 2004;

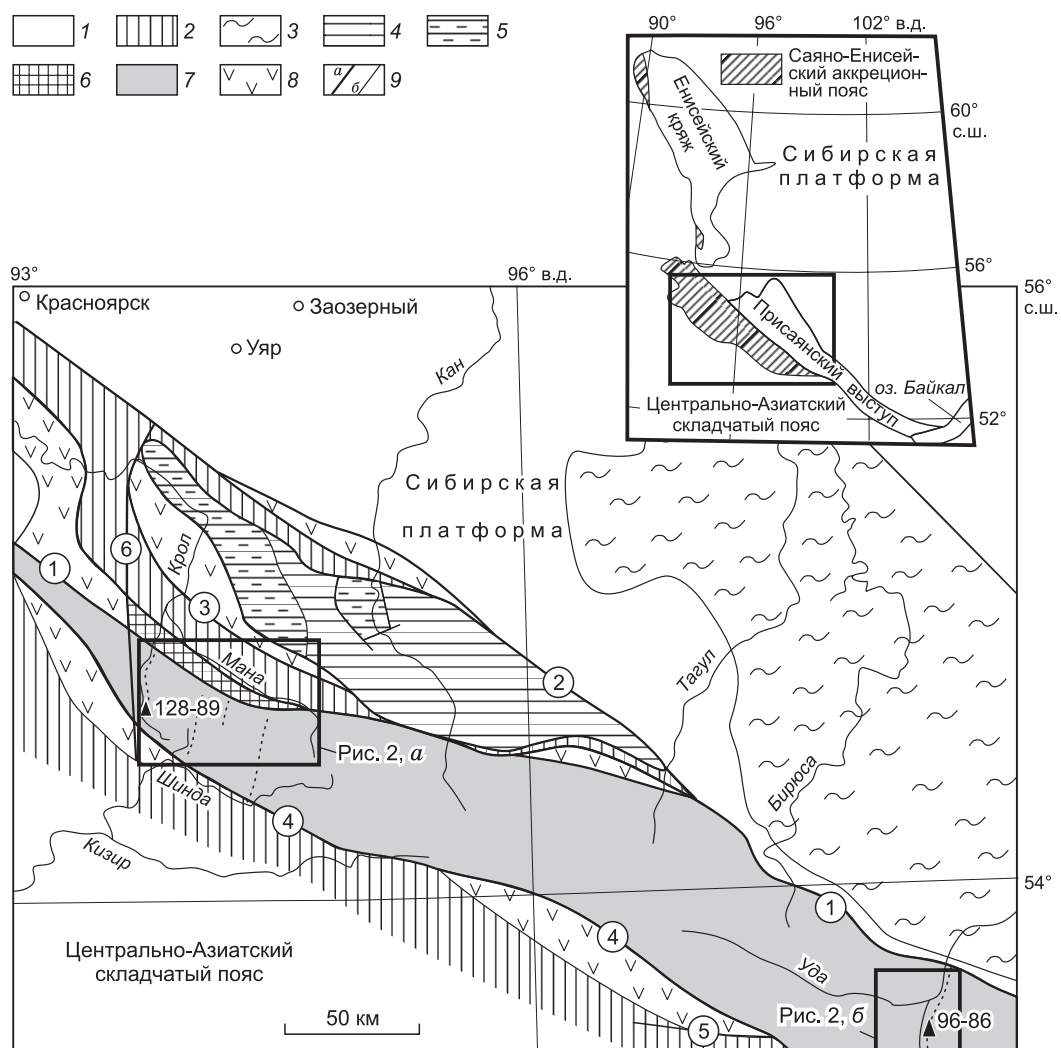


Рис. 1. Схема зоны сочленения Центрально-Азиатского складчатого пояса и Сибирской платформы.

1 — фанерозойский чехол Сибирской платформы; 2 — палеозойские комплексы Центрально-Азиатского складчатого пояса; 3 — докембрийские комплексы Присаянского выступа фундамента Сибирской платформы; 4–8 — протерозойские комплексы северо-западной части Восточно-Саянского звена аккреционного пояса: Канского (4), Шумихинско-Кирельского (5), Арзыбейского (6), Дербинского (7) блоков, кувайских вулканических зон (кувайская и другие свиты) (8); 9 — геологические границы: а — разломы, б — прочие. Цифры в кружках — разломы: 1 — Главный разлом Восточного Саяна, 2 — Канский, 3 — Манский, 4 — Казырский, 5 — Кандатский, 6 — Колбинский. Пунктир — местоположение основных изученных разрезов. Треугольник — место отбора и номер пробы на выделение детритового циркона. На врезке показано местоположение аккреционного пояса.

Ножкин и др., 2015] (см. рис. 1). Сведения о составе, возрасте и геодинамической природе этих структур приведены в работах [Постников, 1981; Румянцев и др., 1998, 2000; Watanabe et al., 1999; Ножкин и др., 2001, 2005; Berzin, 2004; Туркина и др., 2004, 2007; Дмитриева и др., 2006, 2008]. Что касается Дербинского блока, то вопросы возраста и этапов формирования метаморфического комплекса и исходных терригенно-карбонатных отложений до последнего времени остаются дискуссионными. Так, возраст исходных терригенно-карбонатных толщ этого блока в течение многих лет считался раннепротерозойским или архейским [Семихатов, Хоментовский, 1957; Хоментовский и др., 1960; Конилов, Маньковский, 1963; Докембрий..., 1964; Берзин, 1967], а позже — рифейским [Волобуев и др., 1980; Berzin, 2004; Ножкин и др., 2005]. В последнее время получены U-Pb (LA-ICP-MS) датировки детритовых цирконов из сланцев и гнейсов, которые позволили сделать заключение об их вендском¹ (600—540 млн лет) возрасте [Ножкин и др., 2015]. Этот вывод согласуется с оценками возраста карбонатных пород (мраморов) Дербинского блока, полученными с помощью методов Sr- и C-хемостратиграфии (560—530 млн лет) и рассматриваемыми как время карбонатной седиментации, а также результатами Pb-Pb изотопного датирования [Горохов и др., 2016].

В настоящей работе суммированы результаты комплексного геохимического и геохронологического исследования метакарбонатно-терригенных пород и гранитоидов Дербинского блока. Они включают данные по петрохимическому, редкоэлементному и изотопному составу метаморфических пород, U-Pb (LA-ICP-MS) возрасту детритовых цирконов из гнейсов и сланцев, а также новую U-Pb и Ar-Ar геохронологическую информацию для метаморфических пород и гранитоидов с целью обоснования времени формирования исходных карбонатно-терригенных отложений и последующих событий магматизма и метаморфизма. Полученная информация использована для сопоставления породных ассоциаций метаморфического комплекса Дербинского блока с литологически близкими к ним позднепротерозойскими метакарбонатно-терригенными комплексами Хамардабанского террейна и Западно-Сангиленского блока Тувино-Монгольского массива, испытавшими высокотемпературный метаморфизм в раннекаледонское время.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА И ГРАНИТОИДОВ ДЕРБИНСКОГО БЛОКА

Дербинский блок расположен в центральной части Восточного Саяна, протягиваясь в северо-западном направлении на расстояние около 500 км от верховьев р. Ия до р. Енисей. Слагающие его метаморфические толщи имеют северо-западное или субширотное простирание, собраны в линейные крутые складки, обычно опрокинутые на север-северо-восток под углами 50—80°. На северо-востоке Дербинский блок по зоне Главного разлома Восточного Саяна граничит с раннедокембрийским Присаянским выступом фундамента Сибирской платформы, а также структурами аккреционного пояса: Канским, Арзыбейским блоками и Кувайской вулканической зоной. Юго-западной границей Дербинского блока являются Казырский и Кандатский разломы, отделяющие его от раннепалеозойских островодужных структур ЦАСП [Докембрий..., 1964; Берзин, 1967; Парфенов, 1967] (см. рис. 1). Метаморфические толщи Дербинского блока отчетливо слоистые, имеют явно первично-осадочную природу и по данным геологического картирования относятся к саянской серии докембрия [Легенда..., 1998]. Ввиду интенсивной складчатости и метаморфизма термин «серия» имеет скорее тектоностратиграфический смысл. Разрезы метаморфического комплекса изучены авторами на северо-западе Дербинского блока (бассейны рек Крол, Бол. и Мал. Арзыбей, выемки вдоль железной дороги Абакан—Тайшет), в пределах Манского Белогорья (реки Шинда, Дизо, хр. Тэло, р. Танойба) и на юго-востоке (реки Уда, Кара-Бурень).

В составе саянской серии выделяются три свиты (снизу вверх): алыгджерская, дербинская и жайминская [Легенда..., 1998]. На северо-западе Дербинского блока (бассейн р. Крол, Манское Белогорье) (рис. 2, а) алыгджерская свита представлена чередованием карбонатсодержащих сланцев (кальцит-биотит-амфиболовых, кальцит-пироксен-амфиболовых) и подчиненных им амфиболовых и биотит-амфиболовых сланцев, гранат-биотитовых гнейсов, кальцифиров и мраморов, слюдистых и графитистых кварцитов. В юго-восточной части Дербинского блока (реки Уда, Кара-Бурень) (см. рис. 2, б) эта свита сложена биотит-амфиболовыми, биотит-пироксен-амфиболовыми плагиогнейсами (65 %), амфибол-биотитовыми, гранат-биотитовыми (±силлиманит) гнейсами и сланцами (30 %), содержащими прослои графитистых мраморов и слюдистых кварцитов. Мощность свиты оценивается более 1200 м [Легенда..., 1998]. Дербинская свита на всем протяжении блока сложена доминирующими белыми и светло-серыми графитсодержащими среднекрупнокристаллическими кальцитовыми мраморами, графитистыми и графитисто-слюдистыми кварцитами и подчиненными им прослоями пироксен-кальцитовых сланцев, биотит-амфиболовых и биотитовых плагиогнейсов и кальцифиров. Количество и мощность

¹ Границы венда (600—535 млн лет) приняты согласно [Стратиграфический кодекс..., 2006; Гражданкин, Маслов, 2015].

прослоев кварцитов и гнейсов заметно увеличивается с северо-запада на юго-восток. В бассейне р. Уда среди метаосадочных пород отмечены субпластовые тела и дайки плагиоклаз-амфиболовых кристаллосланцев (метабазитов). Мощность дербинской свиты оценивается от 3000 до 4500—5000 м [Хомен-

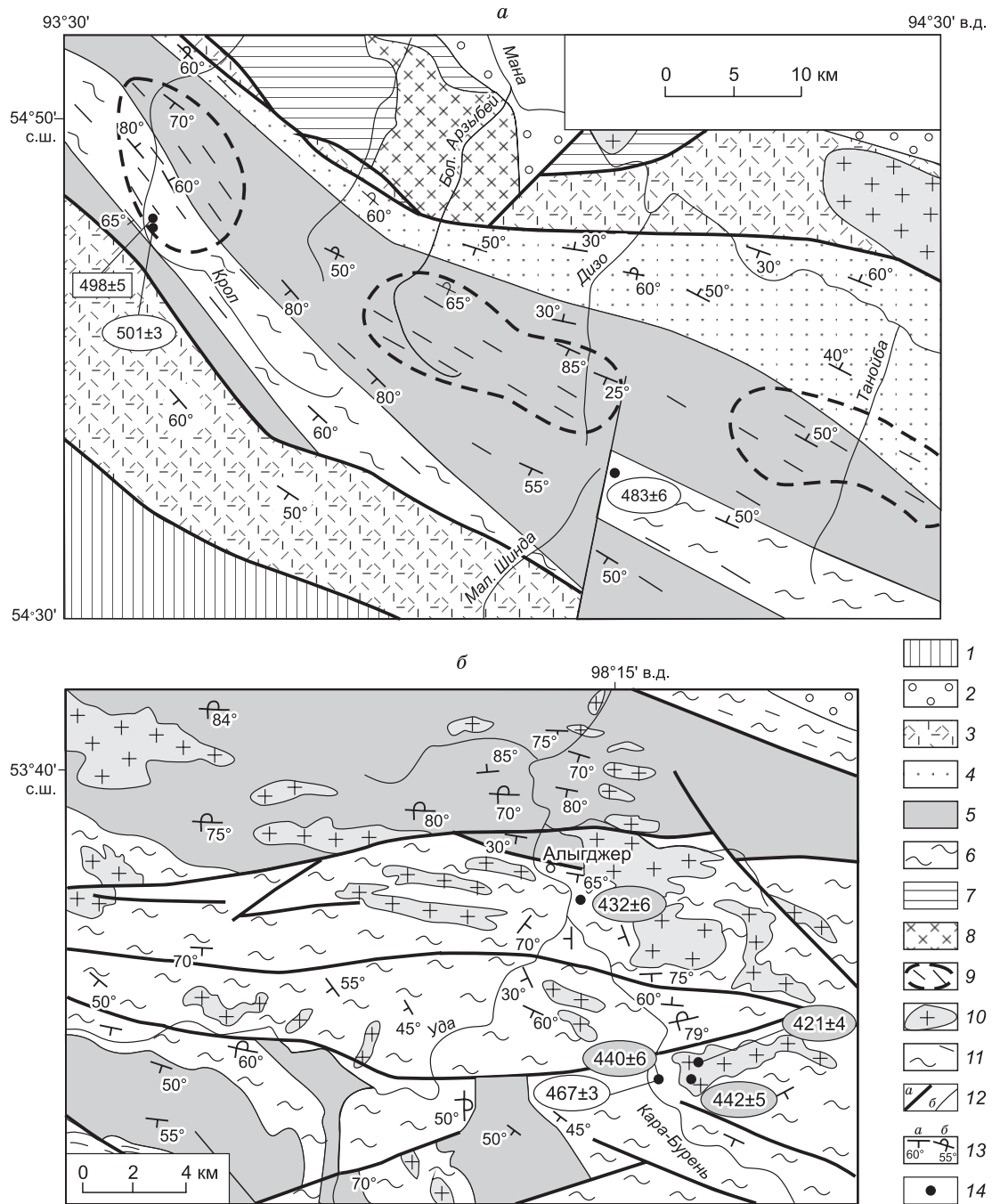


Рис. 2. Геологические карты северо-западной (а) и юго-восточной (б) частей Дербинского блока, составлены с использованием геологических карт (м-ба 1:50 000 и 1:200 000) и материалов авторов.

1—3 — отложения: 1 — нижнего палеозоя, 2 — венда—кембрия, 3 — вулканогенно-осадочные верхнего неопротерозоя; 4—6 — метаморфические ассоциации венда саянской серии, свиты: 4 — жайминская, 5 — дербинская, 6 — алыгджерская; 7, 8 — неопротерозойские комплексы Арзыбейского блока: 7 — амфиболитогнейсовый, 8 — тоналитовый; 9, 10 — раннепалеозойские гранитоиды: 9 — синскладчатые пластовые и жильные тела, штриховым контуром показаны ареалы их развития, 10 — интрузивные массивы; 11 — милониты и катаклазиты в зоне Главного разлома Восточного Саяна; 12 — геологические границы (а — разломы, б — другого типа); 13 — элементы залегания слоистости (а), опрокинутые залегания (б); 14 — места отбора проб на геохронологические исследования. Результаты датирования (млн лет): циркона (U-Pb метод) показаны числами в прямоугольнике, а роговой обманки и биотита (Ar-Ag метод) — числами в овале и в затемненном овале соответственно.

товский, 1957; Легенда..., 1998]. На северо-западе Дербинского блока (бассейн р. Крол, Манский район) жайминская свита сложена черными кварцево-графитистыми (углеродистыми) сланцами и графитистыми кварцитами, чередующимися с темно-серыми тонкослоистыми мраморизованными известняками. Мощность свиты, по данным [Хоментовский и др., 1960], составляет 1200—1400 м.

В пределах Дербинского блока широко распространены гранитоиды, обладающие рядом общих геолого-структурных черт [Туркина, 1997; Ножкин и др., 2005]. В Манском Белогорье гранитоиды слагают ареалы сближенных как согласных со складчатой структурой и гнейсовидностью метаморфических пород субпластовых, так и секущих жильных тел небольшой мощности (до первых десятков метров) (см. рис. 2, а). На юго-востоке (бассейны рек Агул, Гутара, Уда) гранитоиды наряду с ареалами субпластовых и жильных тел образуют и более крупные массивы (см. рис. 2, б). Складчатые формы субпластовых тел и наличие явно секущих жил и интрузивных массивов свидетельствуют о развитии здесь как синскладчатых, так и постскладчатых гранитоидов. Гранитоиды представлены преобладающими биотитовыми, реже амфибол-биотитовыми разностями и по составу варьируют от кварцевых диоритов и плагиогранитов до двуполевошпатовых гранитов.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Главные и редкие элементы. Анализ пород на петрогенные и редкие элементы выполнен в Аналитическом центре ИГМ СО РАН. Петрогенные элементы определены рентгенофлуоресцентным методом; U, Th, K — гамма-спектрометрическим; Rb, Ba, Sr, Cr, Ni, Co, V — атомно-абсорбционным; Zr, Nb, Y — рентгенофлуоресцентным. Инструментальный нейтронно-активационный анализ использован при определении Ta, Hf, Sc, Co и редкоземельных элементов (РЗЭ). Часть проб (около 20 %) проанализирована на редкие и РЗЭ методом ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения ELEMENT. Сходимость результатов, полученных в одних и тех же образцах разными методами, вполне удовлетворительная.

Химический состав минеральных фаз определен на рентгеноспектральном микроанализаторе Jeol JXA-8100 в ИГМ СО РАН.

Sm-Nd изотопия. Определения изотопных составов Sm и Nd выполнены в Геологическом институте Кольского научного центра РАН (г. Апатиты). Методика Sm-Nd исследований детально описана в работах [Баянова, 2004; Ножкин и др., 2016].

U-Pb датирование. Выделение цирконов для U-Pb датирования проводилось в Аналитическом центре ИГМ СО РАН по стандартной методике, основанной на сочетании магнитной сепарации и разделения в тяжелых жидкостях. Подготовка навесок монофракций цирконов для изотопного анализа осуществлялась вручную под бинокулярным микроскопом. Изучение морфологии и внутреннего строения кристаллов цирконов проводилось в проходящем и отраженном свете. Внутреннее строение цирконов было изучено по катодоллюминесцентным изображениям. U-Pb изотопное датирование детритовых цирконов выполнено методом лазерной абляции на масс-спектрометре высокого разрешения с ионизацией в индуктивно связанной плазме Nu Instruments ICP-MS, соединенном с системой Resonetics RESolution M-50-HR Excimer Laser Ablation System в Университете Гонконга, отдел наук о Земле. В качестве внешнего стандарта для U-Pb датирования был использован циркон 91500. Детали методики описаны в [Xia et al., 2011]. Измеренные величины обработаны с помощью программ ICPMSDataCal [Liu et al., 2010] и Isoplot/Ex v.3 [Ludwig, 2003]. Погрешности единичных анализов (отношения и возраст) приведены на уровне $\pm 1\sigma$. Все обсуждаемые далее изотопные датировки обломочных цирконов основаны на данных по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$.

Ar-Ar изотопное датирование амфибола и биотита выполнено в Аналитическом центре ИГМ СО РАН на масс-спектрометре Micromass Noble gas 5400 (аналитик А.В. Травин) методом ступенчатого прогрева, описанным в работе [Травин и др., 2009]. Во всех полученных спектрах наблюдалось четкое плато, среднее взвешенное по которому и принято за возраст закрытия K/Ar изотопной системы в соответствующем минерале.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ И ИЗОТОПНАЯ Sm-Nd ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД И ГРАНИТОИДОВ

Метаморфические породы. *Петрогенные компоненты.* Петрохимические особенности этих пород Дербинского блока рассмотрены на основе 75 химических анализов. По содержанию SiO_2 , Al_2O_3 и CaO выделены три группы пород, средние составы которых приведены в табл. 1.

К группе I относятся кальцит-амфиболовые, кальцит-биотит-амфиболовые и кальцит-пироксен-амфиболовые сланцы алыгджерской свиты северо-западного района (р. Крол), характеризующиеся в среднем высоким содержанием CaO (30.8 мас. %), летучих компонентов (п.п.п. = 21 мас. %), низким SiO_2 (29 мас. %) и Al_2O_3 (9.1 мас. %) (см. табл. 1). Для них характерны положительные корреляционные связи между SiO_2 и Al_2O_3 ($r_{\text{Si-Al}} = 0.9$), TiO_2 ($r_{\text{Si-Ti}} = 0.8$), Fe_2O_3 ($r_{\text{Si-Fe}} = 0.8$), Na_2O ($r_{\text{Si-Na}} = 0.5$). Al_2O_3 , TiO_2

Таблица 1. Содержания (мас.%) петрогенных оксидов в метатерригенных породах саянской серии

Компонент	I		II			III		
	р. Крол		Манский	Удинский	р. Крол	Манский	Удинский	р. Крол
	Алыгджерская	Дербинская	Алыгджерская		Жайминская	Дербинская		Жайминская
	$\frac{\bar{x} \pm s}{x_{\min} - x_{\max}}$	$\frac{\bar{x}}{x_{\min} - x_{\max}}$	$\frac{\bar{x} \pm s}{x_{\min} - x_{\max}}$	$\frac{\bar{x} \pm s}{x_{\min} - x_{\max}}$	$\frac{\bar{x}}{x_{\min} - x_{\max}}$	$\frac{\bar{x} \pm s}{x_{\min} - x_{\max}}$	$\frac{\bar{x} \pm s}{x_{\min} - x_{\max}}$	$\frac{\bar{x} \pm s}{x_{\min} - x_{\max}}$
SiO ₂	29.00 ± 5.93 21.9 – 36.07	46.24 40.81 – 51.67	60.73 ± 3.73 54.30 – 66.97	60.49 ± 2.11 55.62 – 62.90	63.45 61.94 – 64.96	90.63 ± 3.82 85.30 – 93.78	85.54 ± 7.28 73.00 – 94.82	87.47 ± 6.19 79.53 – 91.66
TiO ₂	0.47 ± 0.15 0.30 – 0.66	0.67 0.65 – 0.69	0.90 ± 0.15 0.58 – 1.36	0.82 ± 0.09 0.72 – 1.03	0.74 0.56 – 0.92	0.14 ± 0.08 0.08 – 0.23	0.16 ± 0.09 0.06 – 0.32	0.21 ± 0.12 0.09 – 0.36
Al ₂ O ₃	9.11 ± 2.21 6.0 – 12.0	11.75 11.25 – 12.25	13.73 ± 1.03 12.00 – 15.72	15.22 ± 1.49 13.26 – 17.58	17.10 16.80 – 17.40	2.76 ± 1.49 1.70 – 4.86	3.33 ± 2.40 1.1 – 7.75	4.35 ± 3.25 2.3 – 10.35
Fe ₂ O ₃ *	4.36 ± 1.35 2.66 – 6.38	5.41 5.36 – 5.46	7.08 ± 1.42 5.42 – 8.90	7.56 ± 0.59 6.78 – 8.78	3.39 2.99 – 3.79	2.96 ± 0.21 2.72 – 3.20	3.37 ± 2.60 1.19 – 7.54	1.95 ± 1.87 0.83 – 5.73
MnO	0.12 ± 0.07 0.06 – 0.25	0.12 0.11 – 0.13	0.13 ± 0.09 0.04 – 0.34	0.10 ± 0.03 0.07 – 0.17	1.08 0.01 – 2.16	0.03 ± 0.01 0.03 – 0.04	0.49 ± 0.94 0.02 – 2.65	0.32 ± 0.67 0.01 – 1.51
MgO	2.40 ± 0.96 1.20 – 3.66	3.01 2.55 – 3.47	3.70 ± 1.02 1.37 – 5.47	4.01 ± 0.56 3.44 – 5.41	3.16 3.07 – 3.24	0.39 ± 0.11 0.29 – 0.50	0.53 ± 0.32 0.27 – 1.25	0.67 ± 0.41 0.15 – 1.06
CaO	30.82 ± 5.51 24.25 – 36.94	20.68 17.74 – 23.62	8.20 ± 3.79 3.28 – 17.68	6.39 ± 1.63 4.04 – 8.78	1.47 0.91 – 2.02	0.28 ± 0.09 0.20 – 0.42	0.52 ± 0.68 0.10 – 2.15	0.85 ± 0.10 0.69 – 0.91
Na ₂ O	1.71 ± 0.36 1.38 – 2.20	2.80 2.44 – 3.16	2.62 ± 0.82 1.0 – 4.22	1.90 ± 0.62 1.05 – 2.95	2.00 0.83 – 3.17	0.89 ± 0.96 0.30 – 2.31	0.63 ± 0.56 0.1 – 1.38	0.47 ± 0.51 0.05 – 1.35
K ₂ O	0.77 ± 0.20 0.49 – 1.07	0.73 0.46 – 1.00	0.79 ± 0.60 0.13 – 2.26	2.02 ± 0.84 1.09 – 3.72	2.92 1.18 – 4.65	0.62 ± 0.17 0.46 – 0.82	1.09 ± 1.17 0.13 – 3.29	0.50 ± 0.46 0.12 – 1.3
P ₂ O ₅	0.11 ± 0.04 0.07 – 0.18	0.12 0.11 – 0.14	0.15 ± 0.03 0.11 – 0.22	0.18 ± 0.02 0.14 – 0.22	0.12 0.08 – 0.16	0.05 ± 0.05 0.03 – 0.12	0.05 ± 0.02 0.03 – 0.09	0.09 ± 0.12 0.03 – 0.34
П.п.п.	20.96 ± 5.50 13.81 – 27.26	8.75 6.17 – 11.33	1.82 ± 1.20 0.40 – 4.96	1.39 ± 0.54 0.64 – 2.15	4.34 3.85 – 4.83	1.43 ± 0.98 0.20 – 1.47	4.32 ± 2.61 1.00 – 6.94	3.12 ± 1.79 1.34 – 5.64
K ₂ O/Na ₂ O	0.48 ± 0.19 0.26 – 0.73	0.28 0.15 – 0.41	0.32 ± 0.25 0.06 – 0.78	1.10 ± 0.37 0.65 – 1.82	2.99 0.37 – 5.60	1.13 ± 0.59 0.35 – 1.63	1.97 ± 1.78 1.0 – 5.83	1.67 ± 0.84 0.57 – 2.75
Na ₂ O + K ₂ O	2.49 ± 0.29 2.21 – 3.00	3.53 3.44 – 3.62	3.41 ± 1.12 1.13 – 5.51	3.92 ± 1.34 2.33 – 6.67	4.92 4.35 – 5.48	1.51 ± 1.11 0.76 – 3.13	1.72 ± 1.58 0.4 – 4.67	0.97 ± 0.95 0.15 – 2.65
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	3.23 ± 0.33 2.76 – 3.75	3.92 3.63 – 4.22	4.45 ± 0.43 3.52 – 5.17	4.02 ± 0.50 3.16 – 4.56	3.71 3.69 – 3.73	—	—	—
CIA	—	—	51 ± 3 48 – 57	51 52 – 53	65 62 – 68	53 ± 4 47 – 56	55 ± 7 44 – 62	57 ± 7 45 – 66
<i>n</i>	7	2	35	11	2	4	8	6

Примечание. I — сланцы кальцит-биотит-амфиболовые, кальцит-пироксен-амфиболовые; II — сланцы амфиболовые, биотит-амфиболовые, плагиогнейсы амфиболовые, биотит-амфиболовые, пироксен-амфиболовые, гнейсы гранат-биотитовые (алыгджерская свита), сланцы кварц-слюдисто-графитистые (жайминская свита); III — кварциты, слюдисто-графитистые, полевошпат-слюдисто-графитистые, гранатсодержащие графитистые кварциты (дербинская свита), графитистые и слюдисто-графитистые кварциты (жайминская свита). \bar{x} — среднее значение, *s* — стандартное отклонение, $x_{\min} - x_{\max}$ — минимум, максимум. *n* — количество проб. Fe₂O₃* — общее железо. CIA = 100 · Al₂O₃ / (Al₂O₃ + CaO + Na₂O + K₂O).

и Fe₂O₃ обычно ассоциируют с глинистым веществом и имеют отрицательную корреляцию с CaO (*r* = –0.5...–0.9). Положительная корреляция CaO и п.п.п. (*r*_{Ca-п.п.п.} = 0.9) свидетельствует о том, что кальций связан преимущественно с карбонатами. Судя по отрицательной корреляции между MgO и CaO (–0.9), MgO накапливался в тонкозернистом терригенном материале (слюды, хлорит, глинистые минералы), а не карбонатом. К этой же группе относятся редко встречающиеся в дербинской свите (р. Крол) кальцит-пироксен-амфиболовые сланцы с более низким содержанием CaO (~21 мас. %) и летучих (п.п.п. = 8.8 мас. %). Согласно петрохимической классификации А.Н. Неелова [1980], группа I соответствует карбонатно-глинистым породам — мергелям.

Группа II объединяет различные по составу амфиболовые, биотит-амфиболовые, пироксен-амфиболовые сланцы и плагиогнейсы алыгджерской свиты Манского района, плагиогнейсы и гранат-биотитовые гнейсы этой же свиты Удинского района (р. Уда), а также графитистые кварц-слюдистые сланцы жайминской свиты бассейна р. Крол. В Удинском районе среди метаморфических пород более широко представлены глиноземистые гранат-биотитовые гнейсы. В целом гнейсы бассейна р. Уда отличаются

слабо повышенной глиноземистостью ($Al_2O_3 = 15.2$ мас. %) относительно аналогичных пород Манского района ($Al_2O_3 = 13.7$ мас. %) (см. табл. 1), что наряду с увеличением доли калия по сравнению с натрием ($K_2O/Na_2O = 1.1$ и 0.3 соответственно) может отражать увеличение доли более зрелого глинистого материала в исходных осадочных породах. Максимальное содержание Al_2O_3 (~17 мас. %) и K_2O (до 4.7 мас. %) присуще графитистым кварц-сланцевым сланцам жайминской свиты. По систематике [Неелов, 1980], сланцы и гнейсы алыгджерской свиты по составу отвечают граувакковым алевролитам, реже алевропелитам и карбонатистым аргиллитам. Алевропелитовым аргиллитам соответствует состав сланцев жайминской свиты.

Группа III — это кварциты, широко развитые в дербинской и жайминской свитах с диапазоном SiO_2 73—95 мас. %. По минеральному составу среди них можно выделить графитистые, слюдисто-графитистые и полевошпат-сланцевые графитистые кварциты. Последние более распространены в дербинской свите Удинского района и в жайминской свите. Слюдисто-графитистые и полевошпат-сланцевые графитистые кварциты в сравнении с графитистыми имеют более высокое содержание Al_2O_3 , MgO , CaO (см. табл. 1) и отношения K_2O/Na_2O (1.7—2.0 против 1.1). Содержание графита изменяется от 0.2 до 7.0 мас. %. По повышенному содержанию компонентов (средние значения по районам: Манский, Удинский, р. Крол) Al_2O_3 (2.8, 3.3, 4.4 мас. %), TiO_2 (0.14, 0.16, 0.21 мас. %), (Na_2O+K_2O) (1.5, 1.7, 1.0 мас. %), а также Zr (37—67 г/т) (см. табл. 1) относительно кварцитов хемогенного происхождения Al_2O_3 (1.4—1.9 мас. %), TiO_2 (0.03—0.08 мас. %), (Na_2O+K_2O) (0.3—0.8 мас. %), Zr (4—30 г/т) [Березкин и др., 2004] рассматриваемые породы вполне соответствуют составу терригенных — мономиктовым (кварцевым) и олигомиктовым песчаникам, по [Неелов, 1980].

Редкие элементы. Содержание редких элементов в представительных пробах пород саянской серии приведены в табл. 2. Кальцитсодержащие сланцы алыгджерской свиты (группа I) р. Крол отличаются от бескарбонатных сланцев и гнейсов этой же свиты (группа II) этого и Удинского района минимальным содержанием редкоземельных элементов (РЗЭ), особенно легких лантаноидов (рис. 3). Они характеризуются низким $(La/Yb)_n$ (3.0—4.2) и слабовыраженной европиевой аномалией ($Eu/Eu^* = 0.8—0.9$) (см. рис. 3, а). Аналогичный слабо фракционированный спектр РЗЭ типичен и для гнейсов Манского района ($(La/Yb)_n = 3.2—4.8$, $Eu/Eu^* = 0.75—1.0$), хотя общее содержание РЗЭ в них заметно выше (см. рис. 3, б). Гнейсы Удинского района и р. Крол (группа II) имеют максимальное содержание легких РЗЭ, повышенное $(La/Yb)_n$ до 8—10 и отчетливый европиевый минимум (Eu/Eu^* до 0.6) (см. рис. 3, в). Спектры распределения РЗЭ этих пород близки таковым для PAAS (постархейский австралийский глинистый сланец) [Тейлор, Мак-Леннан, 1988], хотя отличаются повышенным содержанием тяжелых РЗЭ. Для кварцитов, как и для карбонатсодержащих сланцев р. Крол, характерен общий низкий уровень концентраций и слабо фракционированное распределение РЗЭ ($(La/Yb)_n = 2.5—4.9$; $Eu/Eu^* = 0.6—1.1$) (см. рис. 3, г). Существенное отличие заключается в значительно больших вариациях концентраций РЗЭ в кварцитах, что, очевидно, обусловлено различным содержанием в них слюд и полевых шпатов, а также аксессуарных минералов тяжелой фракции.

Сланцы и гнейсы (I и II группы пород) северо-западных районов в сравнении с PAAS существенно обеднены Rb, Ba, Zr, Nb, Th и легкими РЗЭ, в меньшей мере Co, Y, Hf и, напротив, в различной степени обогащены Sc, Cr, Ni, а карбонатсодержащие сланцы также Sr (рис. 4, а, б). В направлении с северо-запада (бассейн р. Крол, Манский район) на юго-восток (р. Уда) параллельно с возрастанием Al_2O_3 и K_2O в гнейсах увеличивается концентрация Th, легких РЗЭ, Rb и других некогерентных элементов, свойственных кислым магматическим породам.

Карбонатсодержащие сланцы характеризуются минимальным содержанием Th (1—2 г/т) и Th/U (1—2). В гнейсах Манского и Удинского районов концентрация Th ($\bar{x}_{Th} = 3.7$ и 7.1 г/т) и отношение Th/U (2.7 и 3.1) заметно выше и коррелируют с величиной K в них.

Кварциты, как и карбонатсодержащие сланцы, обеднены относительно PAAS Rb, Zr, ЛРЗЭ, Nb, Hf, Th и обогащены так же, как сланцы и гнейсы, Sr и Ni (см. рис. 4, г), что свидетельствует в пользу общности источников сноса всех исходных осадочных пород и косвенно подтверждает кластогенную природу кварцитов, обогащенных графитом. Важной особенностью кварцитов, характеризующихся повышенной примесью графита, является обогащение их ураном, обусловленное его концентрацией в графите ($\bar{x}_U = 2.5—9.0$ до 35 г/т), и весьма низкое Th/U (0.15—0.32). В целом наблюдаются сходные концентрации большинства редких элементов в кварцитах дербинской и жайминской свит. Исключение представляет Ba, содержание которого в 2.5—3.0 раза выше в кварцитах жайминской свиты.

Гранитоиды представлены амфибол-биотитовыми кварцевыми диоритами и биотитовыми тоналитами, плагиогранитами, двуполевошпатовыми гранитами и лейкогранитами. В качестве аксессуаров присутствуют апатит, ортит, циркон, гранат, а в плагиогранитоидах и диоритах также сфен. В Манском Белогорье преобладают плагиограниты, двуполевошпатовые Na-K-граниты составляют не более 25—30 %. Все разновидности гранитоидов относятся к метаалюминиевому типу. Они обладают пониженными концентрациями некогерентных редких (Rb, U, Th, легкие лантаноиды) и высокозарядных элемен-

Компонент	Манский район										Удинский										р. Крол								
	50-92					127-91					115-91					Дербинская					Жайминская					191-89			
	105-91	50-92	127-91	115-91	6-86	7-86	54-86	65-86	23-86	1-86	39-86	28-86	130-89	202-89	195-89	191-89	193-89	204-89											
SiO ₂	93.78	90.46	92.98	85.30	94.82	93.97	85.03	85.06	73.00	89.50	79.51	83.42	93.15	93.58	91.66	85.51	81.36	79.53											
TiO ₂	0.08	0.17	0.08	0.23	0.058	0.06	0.20	0.26	0.32	0.19	0.08	0.14	0.09	0.14	0.12	0.20	0.35	0.36											
Al ₂ O ₃	1.70	2.76	1.71	4.86	1.68	1.70	3.44	6.13	7.75	1.10	1.68	3.18	2.30	2.35	1.50	4.60	5.00	10.35											
Fe ₂ O ₃ *	3.20	3.04	2.72	2.87	1.74	1.90	1.89	1.24	4.55	1.19	7.54	6.88	1.02	0.83	1.64	1.13	5.73	1.36											
MnO	0.04	<0.03	<0.03	0.03	0.036	0.07	<0.03	0.036	0.03	0.02	2.65	1.03	0.04	0.04	1.51	0.01	0.02	0.02											
MgO	0.29	0.50	0.31	0.49	0.29	0.35	0.48	0.42	1.25	0.27	0.63	0.51	1.25	0.15	0.45	1.06	0.53	0.56											
CaO	0.20	0.24	0.26	0.42	0.18	0.20	0.29	0.51	2.15	0.10	0.55	0.20	0.69	0.77	0.91	0.91	0.91	0.91											
Na ₂ O	<0.3	0.68	<0.3	2.31	<0.3	0.30	0.41	1.60	1.38	0.10	<0.3	0.61	0.16	0.04	0.05	0.50	0.72	1.35											
K ₂ O	0.46	0.69	0.49	0.82	0.30	0.42	2.39	1.38	3.29	0.30	0.13	0.52	0.11	0.12	0.73	0.41	1.30	0.41											
P ₂ O ₅	<0.03	0.12	<0.03	<0.03	<0.03	0.03	<0.03	0.09	0.05	0.04	0.08	0.07	0.04	0.05	0.04	0.03	0.34	0.03											
П.п.п.	0.20	1.45	1.47	2.59	0.85	1.00	5.84	2.91	6.08	7.45	6.94	3.48	1.34	1.66	1.70	5.64	4.38	4.01											
Сумма	99.95	100.11	100.02	99.93	99.95	100.00	99.97	99.63	99.85	100.26	99.79	100.04	100.37	99.68	99.70	100.31	99.75	99.78											
U	1.7	6.6	3.3	4	2.1	3.41	3.25	34.9	6	9.2	1.7	3.5	2	1.24	2	4	0.66	3.4											
Th	0.2	1.27	0.1	1.37	0.3	0.38	0.5	0.3	1.2	0.3	1.2	0.5	0.3	—	1.2	1	1	0.2											
Li	—	—	—	—	—	—	—	—	8.5	—	—	—	5	—	2	3	3	10											
Rb	8.6	14.4	7.49	13.6	7.54	1.66	71.25	28	115	9	0.9	23.2	5.5	4.54	2.5	19	8.7	41											
Ba	156	98	190	2405	108	90.04	1380	—	62	—	23.7	—	286	1756	947	615	1788	4816											
Sr	30.93	22	17.07	58	13.03	47.5	121.25	66	488	17.9	701.67	25.4	30	118	19.8	20	127	110											
Cr	132.67	213	104.67	169	549	362.99	84.5	135	415	392	701.67	171	107	92	263	240	135	114											
Ni	40.17	23	29.13	391	81	80.63	105	173	152	94	219.67	88	11	17	96	5	142	35											
Co	—	4.2	—	6.3	—	9.25	—	8	15	3	—	—	1.8	<4	<4	<4	9.4	<4											
V	57	485	130.33	84	61.07	28.96	75.35	67	138	95	73.67	77	72	131	63.33	227	138	214											
Zr	19.33	31	51.9	43	29.17	18.38	59.05	65	49.5	64	26	40.6	47.3	63.93	—	—	63.03	66.63											
Hf	—	0.79	—	1.03	—	0.34	—	1.9	—	1.6	—	—	0.85	—	—	1.9	—	—											
Ta	—	0.18	—	0.15	—	0.05	—	0.2	—	0.15	—	—	0.069	—	—	—	0.272	—											
Nb	0.81	2.7	1.2	1.89	1.14	0.54	2.72	3.53	1.31	2.59	1.97	1.27	0.069	1.1	1.65	3.86	2.93	2.93											
Y	4.81	34	24.33	30	13.1	3.21	—	38.8	29.7	2.85	—	56	19	95.67	—	—	19.3	23.17											
Sc	—	2.6	—	4.4	—	1.03	—	13	16	6	—	—	3.5	—	—	—	7.7	—											
La	—	11.6	—	9.0	—	2.14	—	18	—	4	—	—	5.4	—	—	—	3.3	—											
Ce	—	22.0	—	18.6	—	4.8	—	29	—	8.8	—	—	12	—	—	—	7.5	—											
Pr	—	2.9	—	2.2	—	0.6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—											
Nd	—	12.6	—	8.7	—	2.53	—	14	—	3.5	—	—	—	—	—	—	—	—											
Sm	—	2.9	—	2.2	—	0.64	—	3.4	—	0.45	—	—	—	—	—	—	—	—											
Eu	—	0.68	—	0.43	—	0.24	—	1.02	—	0.09	—	—	—	—	—	—	—	—											
Gd	—	3.1	—	2.5	—	0.68	—	4.6	—	0.6	—	—	—	—	—	—	—	—											
Tb	—	0.56	—	0.45	—	0.1	—	0.9	—	0.12	—	—	—	—	—	—	—	—											
Dy	—	3.5	—	3.1	—	0.65	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—											
Ho	—	0.82	—	0.73	—	0.13	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—											
Er	—	2.6	—	2.4	—	0.38	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—											
Tm	—	0.40	—	0.37	—	0.06	—	0.68	—	0.088	—	—	—	—	—	—	—	—											
Yb	—	2.6	—	2.4	—	0.36	—	4.3	—	0.55	—	—	—	—	—	—	—	—											
Lu	—	0.38	—	0.36	—	0.05	—	0.65	—	0.08	—	—	—	—	—	—	—	—											
СIA	56	55	53	47	59	56	48	55	44	62	51	62	56	60	45	60	66	66											
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—											
(La/Yb) _n	—	2.98	—	2.53	—	4.01	—	2.82	—	4.90	—	—	—	—	—	—	1.31	—											
Eu/Eu*	—	0.69	—	0.56	—	1.11	—	0.79	—	0.53	—	—	—	—	—	—	—	—											
Th/U	0.12	0.19	0.03	0.34	0.14	0.11	0.15	0.01	0.20	0.03	0.71	0.14	0.15	0.60	0.25	—	1.52	0.06											
Th/Co	—	0.30	—	0.22	—	0.04	—	0.04	0.08	0.10	—	—	0.17	—	—	—	0.11	—											
Th/Sc	—	0.49	—	0.31	—	0.37	—	0.02	0.08	0.05	—	—	0.09	—	—	—	0.13	—											
La/Co	—	2.75	—	1.43	—	0.23	—	2.25	—	1.33	—	—	3.00	—	—	—	0.35	—											
La/Sc	—	4.44	—	2.05	—	2.08	—	1.38	—	0.67	—	—	1.54	—	—	—	0.43	—											

Примечание. Группы пород I—III соответствуют табл. 1.

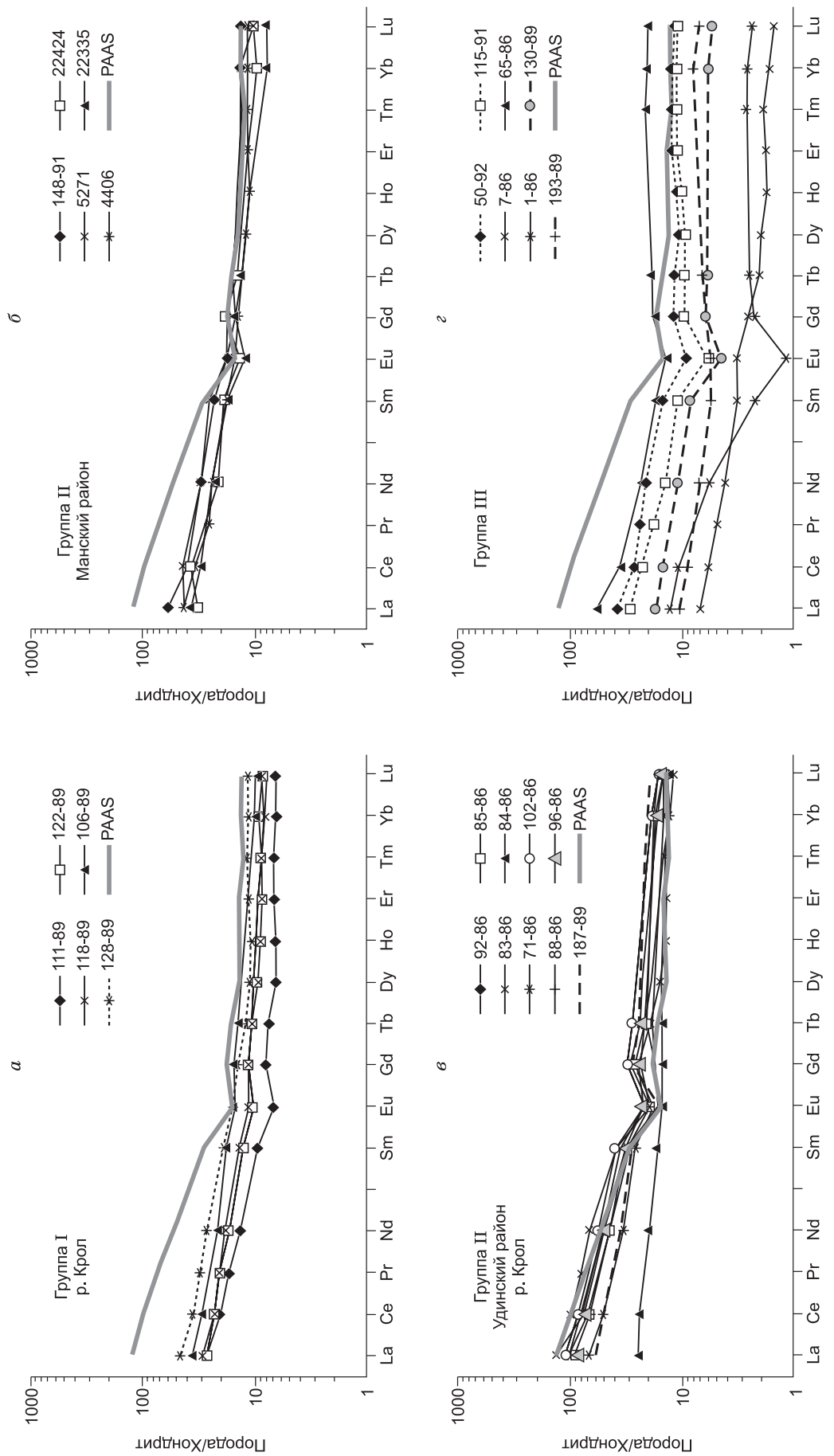


Рис. 3. Нормированные по хондриту [Boynston, 1984] спектры распределения РЗЭ для пород саянской серии в сравнении с PAAS [Тейлор, Мак-Леннан, 1988].

а-в — сланцы, гнейсы, *г* — кварциты. Здесь и на рис. 4 номера проб соответствуют табл. 2.

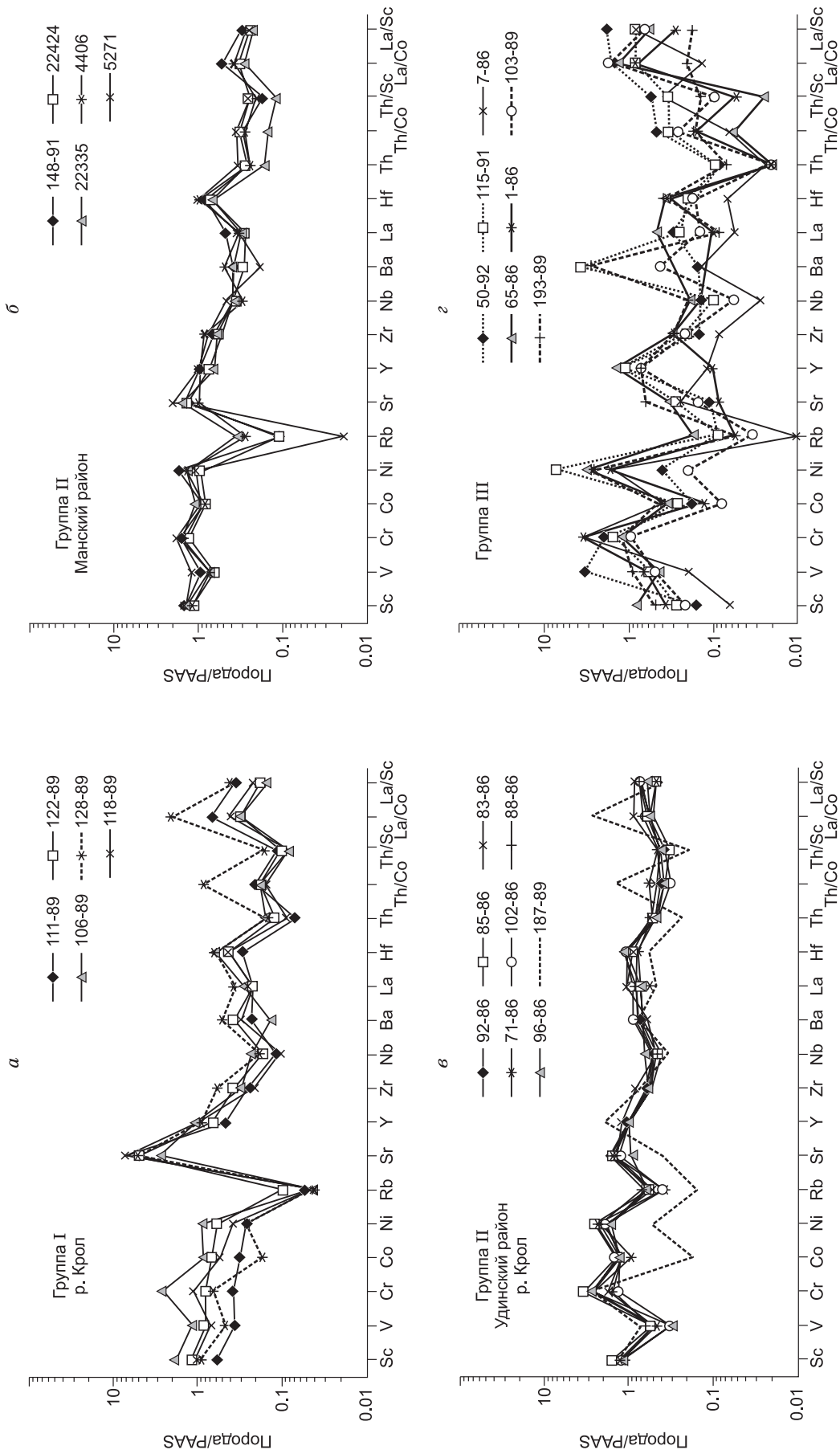


Рис. 4. Нормированные на ПААС содержания элементов-примесей и их отношения в метаморфических породах саянской серии.

а—г — см. на рис. 3.

Таблица 3. **Sm-Nd изотопные данные для метатерригенных пород Дербинского блока и Th/Sc, La/Sc отношения**

Номер пробы	Порода	Место отбора проб	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	T^* , млн лет	$T(\text{DM})$, млн лет	ϵ_{Nd}	Th/Sc	La/Sc
			г/г								
Жайминская свита											
187-89	Сланец графитистый	р. Крол	4.93	20.84	0.142899	0.512369±17	600	1682	-1.12	0.18	0.9
Алыгджерская свита											
106-89	Сланец кальцит-пироксен-амфиболовый	р. Крол	3.71	15.65	0.143391	0.512555±12	600	1293	+2.5	0.08	0.37
148-91	Плаггиогнейс амфиболовый	Манский район	4.35	20.04	0.131257	0.512432±19	600	1329	+1.0	0.15	0.75
5271	»	»	4.87	20.33	0.144872	0.512432±13	600	1592	-0.05	0.23	0.59
71-86	Гнейс биотит-амфиболовый	р. Уда	4.93	23.24	0.126999	0.512272±22	600	1544	-1.8	0.38	1.11
88-86	Гнейс биотитовый	»	5.07	26.64	0.114984	0.511922±20	600	1894	-7.7	0.41	1.78

* T — возраст, принятый для расчета ϵ_{Nd} .

тов, высокими Sr, Ba. Редкоземельные спектры характеризуются повышенными (12—34) $(\text{La}/\text{Yb})_n$ отношениями при отсутствии или слабом проявлении отрицательной аномалии Eu. Особенности петрогеохимического состава свидетельствуют о принадлежности этих пород к гранитам I -типа низко- и высококалиевого ряда [Туркина, 1997; Ножкин и др., 2005]. В Удинском районе преобладают двуполовошпатовые граниты с более высокими концентрациями некогерентных элементов (Rb, Th, легкие РЗЭ), но подобно гранитоидам Манского Белогорья им присущи повышенные содержания Sr и фракционированное распределение РЗЭ $(\text{La}/\text{Yb})_n = 13—47$, отражающее обеднение тяжелыми редкими землями. На основании расчетного геохимического моделирования было показано, что образование гранитоидов Манского Белогорья могло происходить при плавлении плаггиогнейсового (тоналит-трондьемитового) источника при $P \geq 10$ кбар [Туркина, 1997]. Модельный плаггиогнейсовый источник должен быть обеднен некогерентными редкими элементами подобно тоналит-трондьемитовым гнейсам и плаггиогранитам соседнего Арзыбейского блока.

Sm-Nd изотопный состав метаморфических пород и гранитоидов. Для сланцев и гнейсов алыгджерской свиты, распространенных в северо-западной части Дербинского блока (бассейн р. Крол, Манский район), установлен модельный возраст $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 1.3—1.6$ млрд лет и $\epsilon_{\text{Nd}}(600) = +2.5...-0.05$. На юго-востоке, в Удинском районе для пород этой же свиты, модельный Nd возраст древнее и находится в диапазоне 1.5—1.9 млрд лет и $\epsilon_{\text{Nd}}(600)$ от -1.8 до -7.7 (табл. 3). Графитистые сланцы жайминской свиты характеризуются величиной $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 1.7$ млрд лет и отрицательным значением $\epsilon_{\text{Nd}}(600) = -1.1$. Диапазон значений $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ для гранитоидов составляет от 0.8 до 1.1 млрд лет [Туркина и др., 2007].

PT-ПАРАМЕТРЫ МЕТАМОРФИЗМА ПОРОД

Судя по минеральным ассоциациям [Докембрий..., 1964], метаморфизм толщ Дербинского блока отвечает эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациям, степень его повышается в юго-западном направлении. На это указывает присутствие (бассейн р. Уда) граната в амфиболитах, силлиманита в парagneйсах, клинопироксена в амфиболовых плаггиогнейсах.

С целью определения PT -параметров метаморфизма исследованы минеральные ассоциации биотит-амфиболовых и гранат-биотитовых плаггиогнейсов (метаграувакк) алыгджерской и дербинской свит и плаггиоклаз-амфиболовых кристаллосланцев (метабазитов) в составе дербинской свиты, отобранных из разреза саянской серии по рекам Уда и Кара-Бурень, а также биотит-амфиболового с калишпатовым гнейсом и биотит-амфибол-карбонатного кристаллосланца из разреза по р. Крол (Манское Белогорье). Химический состав минералов и оценки PT -условий метаморфизма пород приведены в табл. 4. Гранат характеризуется постоянным компонентным составом Alm_{62-64} , Prp_{19-16} , Grs_{9-10} , Sps_{13-9} . Плаггиоклаз слабозонален с уменьшением основности от центра к краю. Его состав варьирует в диапазоне $X_{\text{An}} = \text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Na} + \text{K}) = 0.31—0.50$. Амфибол представлен роговой обманкой с повышенными содержаниями TiO_2 (0.7—2.3 мас. %) и высокой железистостью с узким диапазоном $X_{\text{Fe}}(0.44—0.50)$. Железистость клинопироксена меньше и составляет $X_{\text{Fe}} = 0.36$. Биотит отличается значительными вариациями концентраций TiO_2 (0.8—4.6 мас. %) и железистости ($X_{\text{Fe}} = 0.36—0.58$).

Таблица 4. Химический состав (мас. %), структурные формулы минералов и оценки *PT*-условий метаморфизма пород по минеральным геотермобарометрам

Компонент	96-86			33-86		37-86		75-86			41-86		116-89		108-89	
	Pl	Bt	Grт	Pl	Hbl	Pl	Hbl	Pl	Hbl	Cpx	Pl	Hbl	Pl	Hbl	Pl	Hbl
SiO ₂	59.64	36.27	37.52	58.16	42.10	55.75	43.33	60.52	42.10	51.47	59.50	42.22	56.13	43.71	59.67	44.49
TiO ₂	0.00	2.38	0.00	0.00	0.92	0.00	2.32	0.00	0.78	0.05	0.00	0.87	0.00	0.67	0.05	0.83
Al ₂ O ₃	25.10	16.78	21.71	25.56	11.79	27.38	10.69	24.28	12.50	0.77	25.41	11.99	27.65	11.49	25.30	11.39
Fe ₂ O ₃	0.07	18.05	28.77	0.09	17.34	0.06	16.63	0.13	16.39	11.57	0.09	17.36	0.03	16.31	0.09	16.56
MnO	0.01	0.24	5.80	0.01	0.42	0.02	0.31	0.01	0.31	0.45	0.00	0.39	0.00	0.10	0.02	0.31
MgO	0.00	12.16	4.18	0.00	10.02	0.00	9.65	0.00	11.55	11.42	0.00	9.95	0.00	10.59	0.00	10.23
CaO	6.59	0.00	3.19	7.75	11.62	10.22	11.49	6.32	11.56	22.67	7.03	11.62	9.69	11.96	6.90	11.41
Na ₂ O	7.40	0.09	0.05	7.19	1.30	5.66	1.29	7.78	1.21	0.24	7.44	1.25	5.78	1.16	7.88	1.38
K ₂ O	0.29	8.95	0.03	0.16	0.96	0.14	1.10	0.20	0.71	0.03	0.17	0.93	0.23	1.61	0.10	0.50
Сумма	99.09	94.92	101.2	98.93	96.46	99.24	96.82	99.23	97.11	98.65	99.63	96.58	99.52	97.61	100.0	97.09
(O)	(8)	(11)	(12)	(8)	(23)	(8)	(23)	(8)	(23)	(6)	(8)	(23)	(8)	(23)	(8)	(23)
Si, ф. ед.	2.678	2.751	2.960	2.629	6.433	2.527	6.562	2.712	6.342	1.980	2.662	6.436	2.533	6.561	2.662	6.662
Ti	0.000	0.136	0.000	0.000	0.106	0.000	0.264	0.000	0.089	0.001	0.000	0.099	0.000	0.076	0.002	0.094
Al	1.329	1.500	2.019	1.362	2.123	1.463	1.908	1.283	2.220	0.035	1.340	2.155	1.470	2.032	1.330	2.009
Fe	0.002	1.145	1.898	0.003	2.215	0.002	2.106	0.005	2.065	0.372	0.003	2.213	0.001	2.047	0.003	2.074
Mn	0.000	0.016	0.387	0.000	0.054	0.001	0.040	0.000	0.039	0.015	0.000	0.050	0.000	0.013	0.001	0.039
Mg	0.000	1.375	0.492	0.000	2.281	0.000	2.179	0.000	2.593	0.655	0.000	2.261	0.000	2.371	0.000	2.283
Ca	0.317	0.000	0.270	0.376	1.903	0.496	1.864	0.303	1.866	0.934	0.337	1.898	0.468	1.924	0.330	1.831
Na	0.644	0.013	0.007	0.630	0.385	0.498	0.379	0.676	0.353	0.018	0.645	0.370	0.506	0.339	0.682	0.400
K	0.016	0.866	0.003	0.009	0.187	0.008	0.212	0.011	0.136	0.001	0.009	0.181	0.013	0.309	0.006	0.095
X _{An/Fe}	0.33	0.45	0.79	0.37	0.49	0.50	0.49	0.31	0.44	0.36	0.34	0.49	0.48	0.46	0.33	0.48
<i>T/P</i>	674/7.2			734/7.6		735/6.4		750/8.9			715/7.3		700/9.3		664/7.6	
<i>P</i>	—			6.8—7.2		5.7—6.1		7.2—7.8			6.9—7.4		6.3—6.7		6.2—6.6	

Примечание. Для плагиоклаза (Pl) приведены содержания аноритового компонента $X_{An} = Ca/(Ca + Na + K)$, для роговой обманки (Hbl), биотита (Bt), диопсида (Cpx) и граната (Grт) — железистость $X_{Fe} = Fe/(Fe + Mg)$. Суммарное железо приведено в форме FeO. 0.00 — ниже уровня обнаружения микрозонда. Структурные формулы минералов рассчитаны на фиксированное количество атомов кислорода, обозначенное как *n*(O). *T*(°C)/*P*(кбар) — значения *PT*-параметров, полученные по различным модификациям геотермометров и геобарометров (см. текст) для гранатовых и безгранатовых ассоциаций соответственно. *P* (кбар) — диапазон оценок давлений, рассчитанный с помощью четырех калибровок для Al-Hbl геобарометра. Место отбора образцов: 96-86 – р. Кара-Бурень, 33-86, 37-86, 75-86, 41-86 — р. Уда, 116-89, 108-89 — р. Крол.

Величины *PT*-параметров метаморфизма пород вычислены на основе составов породообразующих минералов при совместном использовании взаимосогласованных калибровок гранат-биотитового [Holdaway, 2000] и амфибол-плагиоклазового [Blundy, Holland, 1990] геотермометров и гранат-биотит-плагиоклаз-кварцевого геобарометра [Wu et al., 2004] в пакете MATHEMATICA 5.0 с помощью процедуры NullSpace. Для независимого контроля давления эти значения сопоставлялись с оценками давлений, полученных с помощью четырех калибровок для Al-Hrb геобарометра, обзор которых приведен в [Лиханов и др., 2013]. Результаты геотермобарометрии приведены в табл. 4. Ошибки совместного определения *PT*-параметров, вычисленные с учетом аналитических погрешностей микрозондовых определений и энтальпии реакций использованных геотермобарометров, не превышают ±30 °C по температуре и ±0.5 кбар по давлению [Likhonov et al., 2004], что согласуется с наиболее цитируемыми в литературе погрешностями. Выполненные расчеты *PT*-условий метаморфизма показали видимые различия по *PT*-параметрам формирования толщ разного химического состава (*T* = 660—750 °C при *P* = 6.4—9.3 кбар) в пределах погрешностей методов, что свидетельствует о неоднородности метаморфизма пород Дербинского блока. В целом же метаморфизм этих пород отвечал условиям перехода от эпидот-амфиболитовой к амфиболитовой фации и всему *PT*-интервалу амфиболитовой фации. Несмотря на высокую степень метаморфизма пород Дербинского блока, в них практически полностью отсутствует мигматизация, на что уже давно обращено внимание [Докембрий..., 1964]. И.М. Горохов с соавторами [2016] это явление связывают с возможно малым объемом метаморфических флюидов или низкой активностью в них воды.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

U-Pb (LA-ICP-MS) изотопное датирование детритовых цирконов. С целью оценки времени осадконакопления и возраста источников сноса для исходных терригенно-карбонатных пород Дербинского блока методом LA-ICP-MS выполнено U-Pb датирование детритовых цирконов.

Из пробы кальцит-биотит-амфибол-плагиоклазового кристаллического сланца (128-89) алыгджерской свиты, отобранной в СЗ части Дербинского блока (р. Крол) (см. рис. 1), проанализировано 76 зерен циркона. Среди них преобладают бесцветные и светло-розовые прозрачные зерна призматического габитуса со сглаженными ребрами дипирамид размером 250 мкм и менее, с коэффициентом удлинения (K_y) 1.0:2.5—1:1. Для 62 зерен циркона возрастные значения имеет дискордантность $\leq 5\%$. Доминирующими (56 %) в этой популяции являются детритовые цирконы с возрастом 600—640 млн лет (рис. 5, а), которые в катодолюминесцентном изображении (КЛ) в основном характеризуются осцилляторной зональностью, типичной для магматических цирконов. Для наиболее молодого кластера из четырех зерен циркона средневзвешенный возраст составляет 592 ± 3 млн лет (СКВО=0.38). Остальные зональные зерна циркона (18 %) имеют возраст в диапазоне от 660 до 900 млн лет. Самые молодые пять зерен с возрастом 500—580 млн лет характеризуются пятнистым неоднородным внутренним строением или отсутствием отчетливой зональности в КЛ, свидетельствующими о преобразовании этих зерен циркона и, следовательно, нарушении их изотопной системы при метаморфизме. Следует отметить, что для двух зерен с дискордантностью 7—12 % установлены мезопротерозойские значения возраста — 1.4 и 1.6 млрд лет.

В пробе гранат-биотит-амфиболового гнейса (96-86) дербинской свиты, отобранной в юго-восточной части Дербинского блока (р. Уда), проанализировано 88 зерен циркона. Среди них преобладают бесцветные прозрачные или слегка розоватые зерна призматической формы размером от 70 до 250 мкм и K_y 1.5:1.0—4:1. В КЛ для циркона типично различное внутреннее строение. В большинстве случаев он имеет пятнистую или размытую зональность, только ~30 % зерен сохраняют осцилляторную зональность. Гистограмма распределения возрастов 73 зерен циркона с дискордантностью менее 5 % характеризуется широким максимумом в диапазоне от 600 до 820 млн лет, в котором выделяются три локальных пика: 660—700, 720—740 и 780—820 млн лет (см. рис. 5, б). В него попадают ~70 % цирконов, что отражает преобладание разновозрастных позднепротерозойских источников сноса. По три зерна имеют раннепротерозойский (880—960 млн лет) и палеопротерозойский (1.8—2.2 млрд лет) возраста. Цирконы с возрастом ≤ 580 млн лет являются темными в КЛ и лишены зональности, т. е. явно преобразованы в процессе раннекаледонского метаморфизма. Для самого молодого кластера из таких темных, лишенных зональности, семи зерен циркона средневзвешенный возраст составляет 521 ± 2 млн лет (СКВО = 0.6). Минимальный возраст темных и незональных в КЛ кайм на более древних ядрах составляет 494—496 млн лет, что также отражает проявление раннекаледонского метаморфизма.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование гранитоидов и метаморфических пород. Дополнительная информация о времени формирования и метаморфизма отложений саянской серии получена в результате исследования амфибола и биотита из метаморфических пород, а также циркона и биотита из гранитоидов.

Верхняя граница формирования осадочных пород саянской серии определяется временем внедрения гранитоидов. Ранее U-Pb методом (TIMS) был датирован циркон из кварцевого диорита из тела

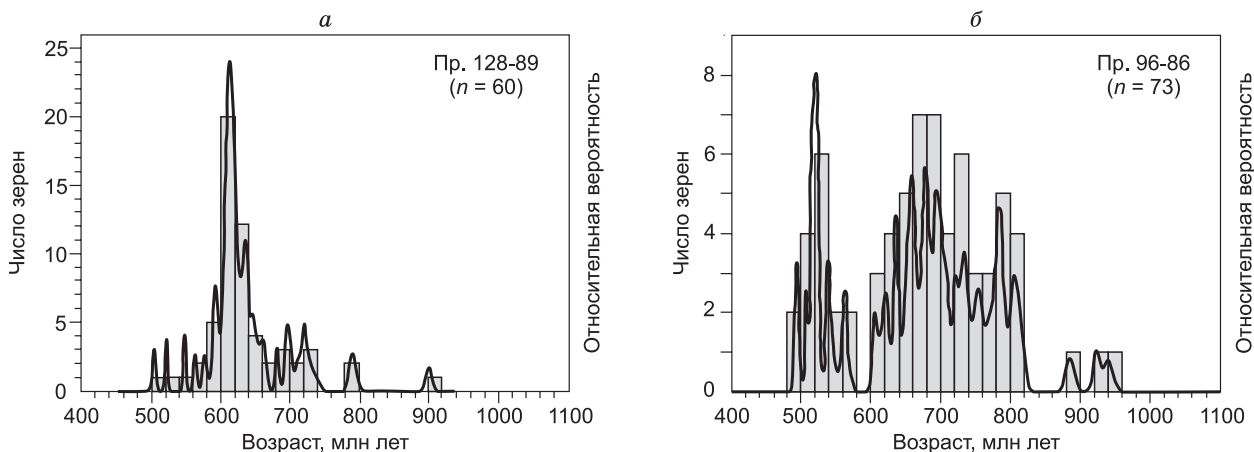


Рис. 5. Гистограммы U-Pb возраста и кривые относительной вероятности возраста детритовых цирконов из метаморфических пород Дербинского блока.

а, б — описание см. в тексте. n — количество замеров.

мощностью 1.8 м, согласно залегающего с метаморфической полосчатостью и складчатой структурой в сланцево-гнейсовой толще алыгджерской свиты (р. Крол, в 2 км выше устья руч. Каменный). Конкордантный возраст трех фракций магматического циркона равен 498 ± 5 млн лет [Ножкин и др., 2005], что определяет максимальный возраст деформаций и, следовательно, верхний временной предел накопления исходных осадочных отложений.

Результаты U-Pb исследования циркона согласуются с данными, полученными при Ag-Ag датировании роговой обманки из амфиболовых сланцев (обр. 106-89) в пачке, вмещающей кварцевые диориты (р. Крол). В возрастном спектре выделяется плато (60% спектра) с возрастом 501 ± 6 млн лет (рис. 6, а), что свидетельствует о субсинхронном проявлении высокотемпературного метаморфизма и магматизма (498 ± 5 млн лет) в позднем кембрии. Более молодое значение возраста получено для биотита из кварцевых диоритов (обр. 107-89) — 449 ± 4 млн лет (см. рис. 6, б).

Для роговой обманки из амфиболовых плаггиогнейсов алыгджерской свиты в 40 км к юго-востоку (Манский район, хр. Тэло, верховье р. Мал. Шинда) установлен $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст 482 ± 6 млн лет, что свидетельствует о термическом преобразовании пород в раннем ордовике (см. рис. 6, в).

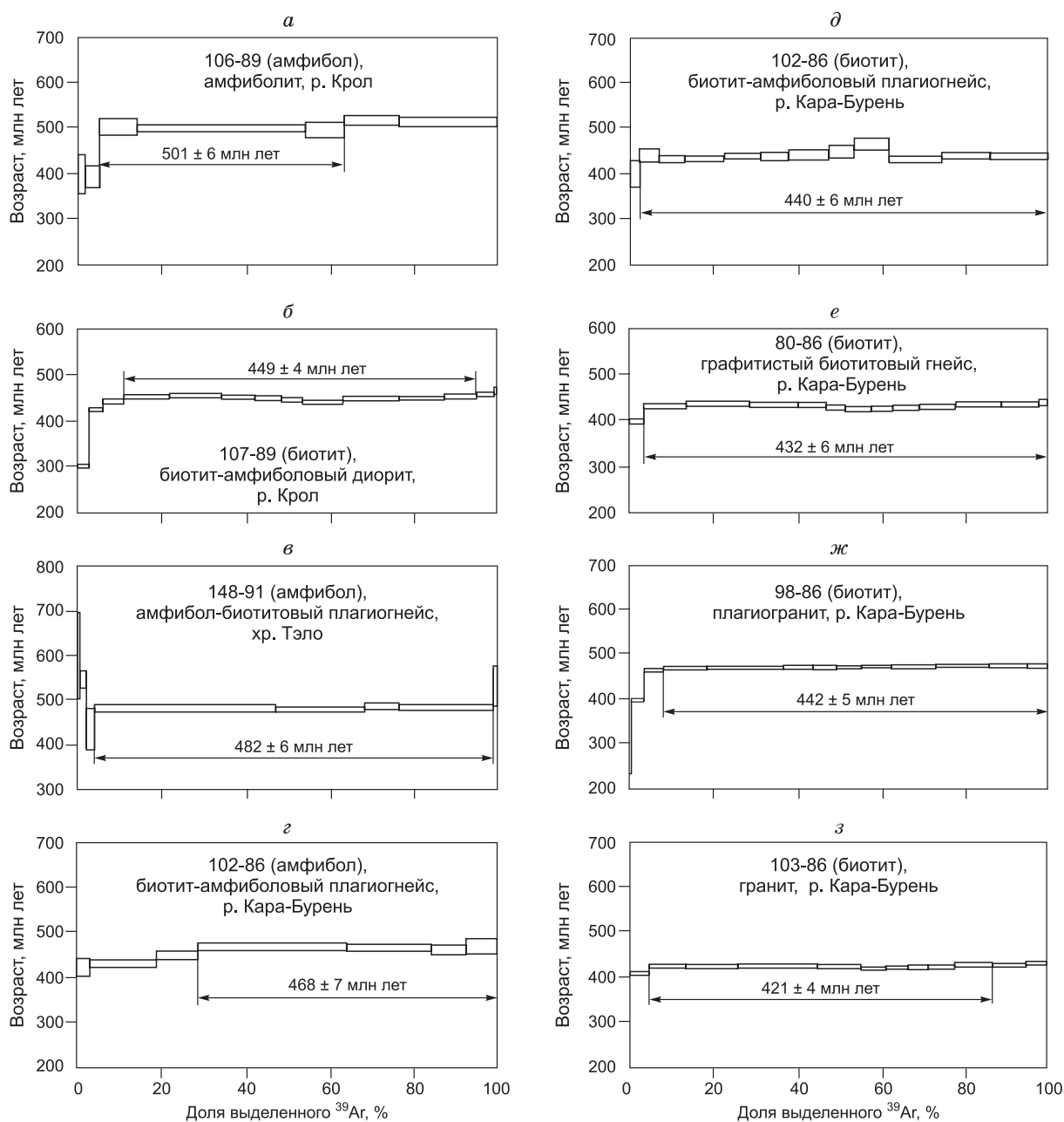


Рис. 6. Возрастные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ спектры минералов из метаморфических пород Дербинского блока.

а—з — описание см. в тексте.

На юго-востоке в Удинском районе (р. Уда) амфибол из амфибол-биотитовых плагиогнейсов алыгджерской свиты имеет $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст 468 ± 7 млн лет, а биотит – 440 ± 6 млн лет (см. рис. 6, з, д). Близкий возраст (432 ± 6 млн лет) установлен для биотита из графитистых гранат-биотитовых сланцев этой же свиты (см. рис. 6, е). Развитые в этом же районе гранитоиды близки по возрасту к вмещающим метаморфическим породам. Возраст биотита из плагиогранитов составляет 442 ± 5 млн лет, а из Na-K-лейкогранитов 421 ± 4 млн лет (см. рис. 6, ж, з). Полученные по биотитам более низкие в сравнении с амфиболом оценки $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста обусловлены, с одной стороны, более низкой температурой закрытия Ar-Ag изотопной системы биотита относительно роговой обманки [Hodges, 2004], а с другой, — вероятно, более поздним формированием постскладчатых тел Na-K-гранитов и их термальным воздействием на вмещающие породы. По данным [Костицын, Алтухов, 2000], возраст подобных Na-K-гранитов и граносиенитов Тартинского массива, интрузирующего мраморы дербинской свиты в верховьях р. Гутара (Удинский район), по результатам изохронного Rb-Sr датирования составляет 427 ± 7 млн лет ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.704769 \pm 14$). По петрохимическим признакам эти породы отнесены к анорогненным, внутриплитным гранитам.

Таким образом, по результатам изотопно-геохронологических исследований наряду с позднекембрийским (~500 млн лет) этапом метаморфизма и синколлизонного диоритового магматизма фиксируются проявления ранне- и позднеордовикского этапов с импульсами 480—465 и 440—430 млн лет, которые коррелируют с магматическими событиями в ЦАСП [Руднев, 2013].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Кристаллический фундамент Дербинского блока. Метаморфизованные терригенно-карбонатные толщи саянской серии по существу представляют собой осадочный чехол, сформированный в морском мелководном бассейне [Дмитриева и др., 2006]. Об этом свидетельствует отчетливо-слоистое строение метаморфических толщ, протолиты которых, судя по содержанию петрогенных элементов, были представлены мергелями, граувакковыми алевролитами, аргиллитами, песчаниками и реже глиноземистыми пелитами и кварцитами, а также мощными горизонтами карбонатных осадков. Формирование терригенно-карбонатных отложений происходило в мелководном бассейне, обогащенном органическим веществом, о чем свидетельствует примесь графита в мраморах, кварцитах и карбонатсодержащих сланцах.

Кристаллическое основание этого терригенно-карбонатного чехла в пределах Дербинского блока нигде не обнажено. Ранее на основании Sm-Nd изотопных данных, редкоэлементного состава и особенностей генезиса гранитоидов было показано, что источником кислых расплавов могли служить плагиогнейсы и плагиогранитоиды, аналогичные по составу островодужным породным ассоциациям, развитым в соседнем Арзыбейском блоке, примыкающем к Дербинскому по разлому с северо-востока (см. рис. 1) [Туркина, 1997; Туркина и др., 2004; Ножкин и др., 2005]. Раннепалеозойские гранитоиды Дербинского блока по составу соответствуют гранитам I типа, следовательно, их формирование происходило за счет плавления метамагматических пород, а не метаморфизованных карбонатно-терригенных отложений. В пользу плавления нижнекорового источника свидетельствует обеднение гранитоидов тяжелыми РЗЭ, связанное с образованием расплава в равновесии с гранатсодержащим реститом при $P \geq 10$ кбар. Согласно результатам геохимического моделирования, источник гранитных расплавов сопоставим по редкоэлементному составу с плагиогнейсами и плагиогранитоидами Арзыбейского блока [Туркина, 1997]. Это подтверждается сходством гранитоидов Дербинского блока по диапазону $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ (0.8—1.1 млрд лет) с островодужными тоналитами и трондьемитами Арзыбейского блока ($T_{\text{DM}} = 0.97$ —1.1 млрд лет) [Туркина и др., 2007]. Изотопные данные свидетельствуют об аналогии пород основания Дербинского и островодужных комплексов Арзыбейского блоков и указывают на отсутствие раннедокембрийского кристаллического основания у Дербинского блока. Возраст плагиогранитоидов Арзыбейского островодужного террейна составляет ~1.0 млрд лет, а метаморфизм осадочно-вулканогенного комплекса, согласно результатам Ar-Ag датирования роговой обманки из амфиболита и биотит-амфиболового плагиогнейса, отвечает рубежу 640—660 млн лет [Туркина и др., 2004], что может рассматриваться как верхний возрастной предел формирования кристаллического основания Дербинского блока.

Время осадконакопления и источники сноса для терригенных пород саянской серии. Максимальный возраст осадконакопления может быть оценен двумя способами: по возрасту самого молодого кластогенного циркона или более консервативно по средневзвешенному значению возраста самого молодого кластера, состоящего из трех и более зерен, которые перекрываются в пределах ошибки (2 σ) [Dickinson, Gehrels, 2009].

Согласно Ar-Ag изотопным данным, протолиты сланцев и гнейсов испытали ранний метаморфизм на рубеже ~500 млн лет, что согласуется с наличием на детритовых ядрах циркона в гнейсах кайм с возрастом 494—496 и в кристаллосланце ~490 млн лет. Ранее предполагалось, что наличие немногочислен-

ных цирконов с возрастом 500—590 млн лет в сланце и 500—580 млн лет в гнейсе, имеющих пятнистое неоднородное внутреннее строение или лишенных отчетливой зональности в КЛ, связано, скорее всего, с проявлением раннекаледонского метаморфизма [Ножкин и др., 2015]. Поскольку вследствие метаморфизма изотопная система циркона могла быть нарушена, при оценке времени седиментации такие зерна циркона исключены из рассмотрения. В сланце Крольского района средневзвешенный возраст самого молодого кластера из четырех зерен равен 592 ± 3 млн лет. Для цирконов из гнейса Удинского района минимальный возраст единичного зерна составляет 606 млн лет, а кластера из трех зерен — 621 ± 5 млн лет. Таким образом, нижняя граница осадконакопления отвечает рубежу ~590—600 млн лет, а с учетом возраста метаморфизма время седиментации наиболее вероятно ограничено интервалом венда—кембрия (600—500 млн лет). На основании того, что в Дербинском блоке отсутствуют палеонтологически охарактеризованные кембрийские отложения, которые распространены в соседних структурах Манского прогиба [Хоментовский и др., 1978] и Тувино-Монгольского массива [Кузьмичев, 2004], можно сделать вывод о формировании терригенно-карбонатных осадочных пород в венде. Вывод о накоплении терригенно-карбонатных осадочных пород Дербинского блока в венде согласуется с недавно полученными результатами комплексного хемотратиграфического и U-Pb исследования мраморов дербинской свиты [Горохов и др., 2016]. Возраст протолита мраморов, определенный с помощью методов Sr- и C-хемотратиграфии, совпадает в интервале 560—530 млн лет и рассматривается как время карбонатной седиментации. Полученная Pb-Pb датировка мраморов 556 ± 31 млн лет принимается как время раннего диагенеза осадков [Горохов и др., 2016]. Суммируя все полученные данные, наиболее вероятным является накопление карбонатно-терригенных осадочных пород в венде.

Интерпретируя результаты U-Pb датирования цирконов из пробы (128-89) сланца Крольского района, можно сказать, что источником цирконов с возрастом 600—640 млн лет, доминирующих в изученной популяции, могли быть поздненеопротерозойские магматические породы. Учитывая наличие более древних единичных детритовых цирконов (660—900 млн лет), все полученные данные свидетельствуют о поступлении детритового материала, образованного за счет неопротерозойских источников. Исключением служат два зерна с нарушенной изотопной системой и возрастом 1.4 и 1.6 млрд лет, что указывает на ограниченный вклад из более древнего источника. 70 % зерен цирконов в пробе (96-86) гранат-биотит-амфиболового гнейса Удинского района имеют возраст 600—820 млн лет, что отражает преобладание разновозрастных поздненеопротерозойских источников сноса. Единичные цирконы с возрастом 880—960 млн лет и 1.8—2.2 млрд лет свидетельствуют об ограниченном вкладе в осадконакопление раннепротерозойских, а также палеопротерозойских комплексов.

Для доминирующих в двух пробах неопротерозойских детритовых цирконов наиболее вероятными источниками сноса служили породы неопротерозойских островодужных комплексов. В пользу преобладания в области эрозии комплексов субдукционного происхождения свидетельствует и состав по-

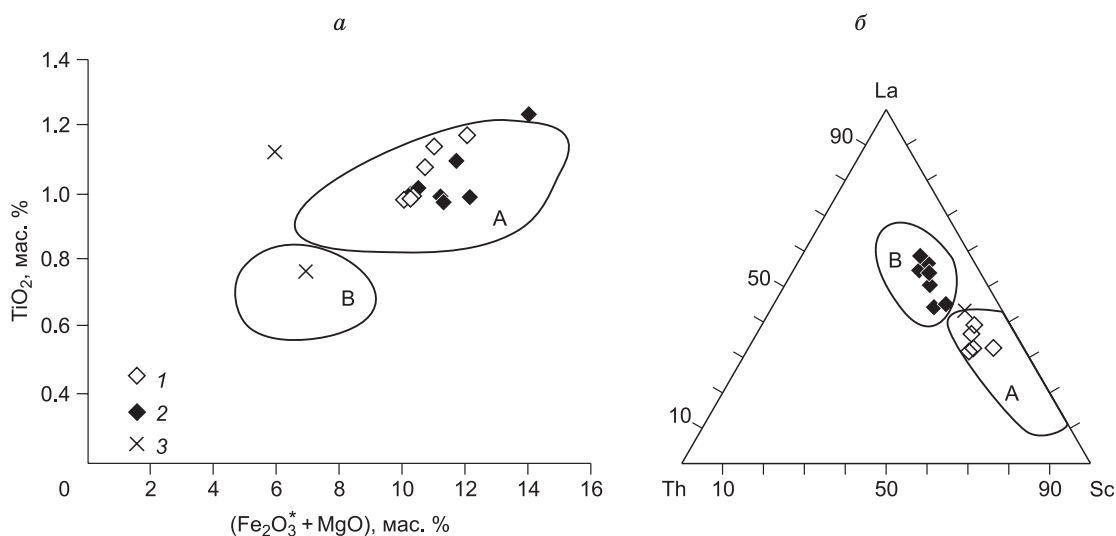


Рис. 7. Положение составов метаморфических пород Дербинского блока (II группа) на дискриминационных диаграммах $(\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO}) - \text{TiO}_2$ (a) [Bhatia, 1983] и La-Th-Sc (б) [Bhatia, Crook, 1986]. 1, 2 — алыгджерская свита Манского (1) и Удинского (2) районов, 3 — жайминская свита района р. Крол.

Поля на диаграммах: А — энсиматические, В — энсиалические островные дуги.

Таблица 5. Средние и предельные значения элементных соотношений в метатерригенных породах саянской серии (алыгджерская свита), PAAS [Тейлор, Мак-Леннан, 1988] и предельные отношения в осадках, образованных при разрушении гранитов и базитов [Cullers, 2000]

Элементное отношение	р. Крол	Манский район	р. Уда	Предельные отношения элементов в осадках, образованных		PAAS
	Сланцы	Сланцы, гнейсы	Гнейсы	из гранитов	из базитов	
Th/Co	$\frac{0.14}{0.1 - 0.24}$	$\frac{0.18}{0.10 - 0.23}$	$\frac{0.24}{0.10 - 0.29}$	0.3—7.5	—	0.63
Th/Sc	$\frac{0.09}{0.07 - 0.11}$	$\frac{0.18}{0.11 - 0.23}$	$\frac{0.34}{0.15 - 0.41}$	0.64—18.1	0.005—0.4	0.91
La/Co	$\frac{0.74}{0.53 - 1.16}$	$\frac{0.63}{0.48 - 0.90}$	$\frac{0.94}{0.12 - 1.14}$	1.4—22.4	0.14—0.38	1.65
La/Sc	$\frac{0.56}{0.37 - 0.90}$	$\frac{0.63}{0.55 - 1.75}$	$\frac{1.38}{0.16 - 1.78}$	0.7—27.7	0.4—1.1	2.4
Eu/Eu*	$\frac{0.88}{0.78 - 0.97}$	$\frac{0.85}{0.74 - 0.98}$	$\frac{0.72}{0.6 - 0.96}$	0.32—0.82	0.7—1.02	0.66

Примечание. Над чертой — среднее значение, под чертой — минимум, максимум.

род. По высокому содержанию $MgO + Fe_2O_3$ (7—14 %) и TiO_2 (~0.9 %), а также редкоэлементному составу, с обеднением некогерентными элементами, исходные терригенные породы соответствуют грауваккам островных дуг. Этот вывод подтверждается положением фигуративных точек пород на дискриминационных диаграммах [Bhatia, 1983; Bhatia, Crook, 1986] (рис. 7).

Сравнение средних значений Th/Co, Th/Sc, La/Co, La/Sc и Eu/Eu* в сланцах и гнейсах алыгджерской свиты с PAAS и осадками, сформированными за счет гранитоидов и пород основного состава [Cullers, 2000], показывает, что в области эрозии присутствовали как основные, так и кислые породы (табл. 5). Рост значений La/Sc, La/Co, Th/Sc, Th/Co в сланцах и гнейсах в юго-восточном направлении (от бассейна р. Крол к Манскому району и р. Уда), очевидно, связан с увеличением доли терригенного материала, образованного при эрозии пород кислого состава, обогащенных некогерентными редкими элементами.

Кроме островодужного, другим источником сноса для терригенных пород Дербинского блока служила древняя континентальная кора. Об этом свидетельствуют не только наличие немногочисленных палеопротерозойских цирконов, но и величины модельного Nd возраста сланцев и гнейсов, достигающие 1.9 млрд лет (см. табл. 3). Увеличение модельных возрастов и снижение $\epsilon_{Nd}(T)$ с ростом La/Sc и Th/Sc отношений для сланцев и гнейсов (см. табл. 3) также указывает на образование осадочных пород в результате смешения терригенного материала, образованного при эрозии неопротерозойских островодужных комплексов, и раннедокембрийской коры, обогащенной La и Th за счет магматических пород кислого состава.

КОРРЕЛЯЦИЯ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ МЕТАТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНЫХ КОМПЛЕКСОВ ЦАСП

Новые изотопно-геохронологические данные позволяют провести корреляцию породных ассоциаций метаморфического комплекса Дербинского блока с литологически близкими к ним карбонатно-терригенными комплексами, испытавшими высокотемпературный метаморфизм в каледонское (кембро-ордовикское) время. К числу последних принадлежат слюдянский комплекс Хамардабанского террейна, эрзинский и моренский комплексы Западно-Сангиленского блока Тувино-Монгольского массива. Бiotит-гранат-ортопироксеновые плагиогнейсы (метаграувакки) слюдянского комплекса Хамардабанского террейна характеризуются широким возрастным диапазоном детритовых цирконов от архея до неопротерозоя, наиболее молодая неопротерозойская популяция цирконов имеет возраст ~690, 770 и 825 млн лет, тогда как метаморфические цирконы — 487 ± 6 млн лет [Kovach et al., 2013]. Время метаморфизма парагнейсов коррелирует с возрастом синметаморфических трондьемитов (488 млн лет) и эндербитов (478 млн лет) [Котов и др., 1997; Salnikova et al., 1998]. Таким образом, время осадконакопления ограничено интервалом позднего неопротерозоя—кембрия [Kovach et al., 2013]. В Тувино-Монгольском массиве для метаморфизованных осадочных пород моренского и эрзинского комплексов Западного Сангилена доминирующими являются неопротерозойские детритовые цирконы с возрастными диапазонами 0.79—0.82 и 0.76—0.90 млрд лет, т. е. их осадочные протолиты не древнее 0.70—0.76 млрд лет [Козаков и др., 2005]. Верхняя возрастная граница осадконакопления определяется возрастом прорывающих гранитов — 536 ± 6 млн лет, что ограничивает накопление терригенных толщ в интервале позднего неопротерозоя—венда [Козаков и др., 1999; Salnikova et al., 2001].

Для Хамардабанского террейна и Западно-Сангиленской части Тувино-Монгольского массива в качестве источников терригенного материала рассматриваются как неопротерозойские вулканические комплексы островных дуг, задуговых бассейнов и океанических островов, так и раннедокембрийская континентальная кора [Козаков и др., 2005; Макрыгина и др., 2007; Kovach et al., 2013]. Этот вывод согласуется с результатами реконструкции источников терригенного материала для парагнейсов и сланцев саянской серии Дербинского блока. Сходство вероятных источников сноса, представленных как неопротерозойской, так и раннедокембрийской корой, подчеркивается величинами модельных Nd возрастов парапород Дербинского ($T_{Nd}(DM) = 1.3—1.9$ млрд лет), Сангиленского ($T_{Nd}(DM) = 1.6—1.9$ млрд лет) и Хамардабанского ($T_{Nd}(DM) = 1.7—2.2$ млрд лет) блоков [Козаков и др., 2005; Kovach et al., 2013]. Наиболее древний модельный Nd возраст пород слюдянского комплекса согласуется с широким распространением в них раннедокембрийских детритовых цирконов, тогда как в породах Дербинского и Западно-Сангиленского блоков они представлены единичными зернами. Следует отметить, что при преобладании неопротерозойских детритовых цирконов в парапородах Дербинского и Западно-Сангиленского блоков эти породы характеризуются значительно более древним модельным Nd возрастом. Такое расхождение может быть связано с тем, что величины $T_{Nd}(DM)$ определяются главным образом редкоземельным составом и возрастом источника тонкого пелитового материала, тогда как циркон представляет более крупную песчано-алевритовую фракцию осадочных пород. Как показано [Jahn, Condie, 1995], распределение РЗЭ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ отношение терригенных пород, а следовательно, и их модельный Nd возраст определяются кислым источником сноса, что позволяет связывать преимущественно мезопалеопротерозойские значения модельного Nd возраста осадков с вкладом древней континентальной коры кислого состава. Кроме того, анализ изотопного Hf состава неопротерозойских цирконов из пород слюдянского комплекса показал, что они характеризуются двухстадийным модельным возрастом 2.0—2.6 млрд лет, т. е. их источник был образован при взаимодействии ювенильных неопротерозойских расплавов с архейской и палеопротерозойской корой [Kovach et al., 2013].

ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

На основании вещественных и геохимических характеристик и реконструкции источников сноса предполагается, что накопление исходных терригенно-карбонатных отложений Дербинского блока происходило в морском мелководном бассейне. Поступление осадочного материала было связано с эрозией континентальной окраины и аккрецированных к ней неопротерозойских островных дуг. Это вендское аккреционно-коллизивное событие широко проявилось в структурах юго-западного обрамления Сибирской платформы [Ножкин и др., 2007; Туркина и др., 2007; Лиханов и др., 2013]. В Восточно-Саянском звене аккреционного пояса тектонотермальные события этого времени установлены по результатам Ar-Ar датирования метаморфических пород и U-Pb исследования цирконов из гранитоидов в Канском, Арзыбейском и Шумихинско-Кирельском блоках аккреционного пояса и в Бирюсинском блоке Сибирской платформы, что предполагает причленение указанных блоков к Сибирскому континенту в венде [Ножкин и др., 2007; Туркина и др., 2007]. Согласно [Федотова, Хаин, 2002], наиболее ярким вендским событием на окраинах Палеоазиатского океана была активная трансгрессия на шельфах Сибирского континента и микроконтинентов, следствием которой явилось широкое распространение терригенно-карбонатных осадочных отложений, к их числу относится и саянская серия Дербинского блока. Для метатерригенных пород моренского и эрзинского комплексов Западно-Сангиленского блока Тувино-Монгольского массива предполагается, что их формирование происходило в обстановке, сходной с пассивной континентальной окраиной, но не было связано с шельфом Сибирского континента [Козаков и др., 2005]. Согласно интерпретации [Макрыгина и др., 2007], формирование осадочных протолитов слюдянского комплекса, сопровождавшееся основным вулканизмом, отвечает обстановке энсиалического задугового бассейна. Сходство по литолого-геохимическим характеристикам, времени осадконакопления и типу источников сноса, включавших как неопротерозойские субдукционные, так и древние континентальные комплексы, позволяет предположить, что исходные терригенно-карбонатные отложения трех рассматриваемых пространственно разобщенных структур представляли единую вендскую континентальную окраину с латеральными вариациями локальных обстановок седиментации и источников терригенного материала. В пользу такой интерпретации свидетельствует и субсинхронность последующих основных тектономагматических событий — высокотемпературного метаморфизма и гранитоидного магматизма в раннем палеозое. В позднем кембрии—раннем ордовике (~500 и 480—465 млн лет) вендские отложения Дербинского блока были подвержены складчатости, метаморфизму и гранитообразованию, возможно, после столкновения с ним раннепалеозойской островодужной системы. Временной рубеж около 500 млн лет характеризуется окончанием кембрийского островодужного магматизма и отвечает этапу аккреции островных дуг к континенту и последующему орогенезу [Метелкин, 2013]. В целом эти процессы явились отражением раннекаледонских орогенических событий, широко проявлен-

ных в виде высокоградного метаморфизма и гранитообразования 510—470 млн лет назад в разных структурах Центрально-Азиатского складчатого пояса, в том числе и в восточных его районах — в Прибайкалье, Хамар-Дабане, Тувино-Монгольском массиве и др. [Бибикова и др., 1990; Хаин и др., 1995; Salnikova et al., 1998, 2001; Козаков и др., 2001, 2002; Кузьмичев, 2004; Резницкий и др., 2007; Травин и др., 2009; Владимиров и др., 2011; Гладкочуб и др., 2010; Руднев, 2013].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты геохимического и изотопно-геохронологического исследования метатерригенно-карбонатного комплекса Дербинского блока позволяют сделать следующие выводы.

1. Дербинский блок — один из наиболее крупных докембрийских террейнов Саяно-Енисейского аккреционного пояса с вендским окраинно-континентальным осадочным комплексом, метаморфизованным в результате каледонской орогении. Формирование терригенных осадочных пород происходило в венде, о чем свидетельствуют результаты U-Pb (LA-ICP-MS) датирования детритовых цирконов. Это согласуется с данными Sr- и C-хемотратиграфии (560—530 млн лет) и Pb-Pb датирования (556 ± 31 млн лет) ассоциирующих метакарбонатных пород [Горохов и др., 2016].

2. Доминирующим источником сноса для терригенного материала и детритовых цирконов служили неопротерозойские комплексы при ограниченном вкладе раннедокембрийских пород. Геохимические черты и низкая зрелость метатерригенных пород соответствует преимущественно островодужному источнику сноса.

3. Сходство по вещественному составу, времени осадконакопления и источникам сноса метакарбонатно-терригенных комплексов Дербинского блока (саянская серия), Западно-Сангиленского блока Тувино-Монгольского массива (эрзинский и моренский комплексы) и Хамардабанского террейна (слюдянская серия) предполагает, что эти структуры могли представлять единую вендскую континентальную окраину с латеральными вариациями обстановок седиментации и источников терригенного материала.

4. Ar-Ar и U-Pb изотопные данные свидетельствуют об одновременном проявлении метаморфизма (до амфиболитовой фазии) и гранитоидного магматизма в Дербинском блоке. Эти процессы явились отражением раннекаледонских орогенических событий, широко проявленных в ЦАСП.

Авторы благодарят Д.В. Метелкина и анонимного рецензента за конструктивные замечания и признательны к.г.-м.н. А.С. Гибшеру за консультации по геологии неопротерозойских комплексов Тувино-Монгольского массива и других структур ЦАСП.

Работа выполнена по плану научных исследований «Геодинамическая и структурно-вещественная эволюция Центрально-Азиатского складчатого пояса и Сибирской платформы: взаимосвязи и закономерности проявления тектонических процессов и магматизма» (№-0330-2016-0014) и при поддержке проекта №14.Y26.31.0018 Министерства образования и науки РФ (Туркина О.М.).

ЛИТЕРАТУРА

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

Березкин В.И., Смелов А.П., Капышева Г.А. Сравнительный анализ химического состава раннедокембрийских кварцитов Алданского щита и их происхождение // Отечественная геология, 2004, № 4, с. 26—34.

Берзин Н.А. Зона Главного разлома Восточного Саяна. М., Наука, 1967, 147 с.

Бибикова Е.В., Карпенко С.Ф., Сумин Л.В., Богдановский О.Г., Киризова Т.И., Ляликowa А.В., Макарова В.А., Аракелянц М.М., Кориковский С.П., Федоровский В.С., Петрова З.И., Левицкий В.И. U-Pb, Sm-Nd, Pb-Pb и K-Ar возраст метаморфических и магматических пород Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Л., Наука, 1990, с. 170—183.

Верниковский В.А., Казанский А.Ю., Матушкин Н.Ю., Метелкин Д.В., Советов Ю.К. Геодинамическая эволюция складчатого обрамления и западная граница Сибирского кратона в неопротерозое: геолого-структурные, седиментологические, геохронологические и палеомагнитные данные // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (4), с. 502—519.

Владимиров А.Г., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Травин А.В., Владимиров В.Г., Хромых С.В., Юдин Д.С., Колотилина Т.Б. Геодинамическая модель ранних каледонид Ольхонского региона (Западное Прибайкалье) // ДАН, 2011, т. 436, № 6, с. 793—799.

Волобуев М.И., Зыков С.И., Ступникова Н.И., Воробьев И.В. Свинцово-изотопная геохронология докембрийских метаморфических комплексов юго-западного ограничения Сибирской платформы // Геохронология Восточной Сибири и Дальнего Востока / Ред. Л.Н. Овчинников. М., Наука, 1980, с. 14—30.

Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Ларионов А.Н., Сергеев С.А. Ольхонский метаморфический террейн Прибайкалья: раннепалеозойский композит фрагментов неопротерозойской активной окраины // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (5), с. 571—588.

Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Ножкин А.Д., Азимов П.Я., Каурова О.К. Изотопный состав Pb, Sr, O и C в метакarbonатных породах дербинской свиты (Восточный Саян): хемотратиграфическое и геохронологическое значение // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2016, т. 24, № 1, с. 3—22.

Гражданкин Д.В., Маслов А.В. Место венда в Международной стратиграфической шкале // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (4), с. 703—717.

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.

Дмитриева Н.В., Туркина О.М., Ножкин А.Д. Петрогеохимические особенности метатерригенных пород Канского блока Восточного Саяна: реконструкция источников сноса и условий образования осадков // Литология и полезные ископаемые, 2008, № 2, с. 1—16.

Докембрий Восточного Саяна / Ред. А.А. Полканов. М., Л., Наука, 1964, 328 с.

Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Бибикина Е.В., Ковач В.П., Кирилова Т.И., Бережная Н.Г., Лыхин Д.А. Возраст метаморфизма кристаллических комплексов Тувино-Монгольского массива: результаты U-Pb геохронологических исследований гранитоидов // Петрология, 1999, т. 7, № 2, с. 173—189.

Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Натман А.П., Бибикина Е.В., Кирилова Т.И., Тодт В., Крёнер А., Яковлева С.З., Лебедев В.И., Сугоракова А.М. Возрастные рубежи структурного развития метаморфических комплексов Тувино-Монгольского массива // Геотектоника, 2001, № 3, с. 22—43.

Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Хаин Е.В., Ковач В.П., Бережная Н.Г., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В. Этапы и тектоническая обстановка формирования кристаллических комплексов ранних каледонид Озерной зоны Монголии: результаты U-Pb и Sm-Nd изотопных исследований // Геотектоника, 2002, № 2, с. 80—92.

Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Натман А.П., Ковач В.П., Котов А.Б., Подковыров В.Н., Плоткина Ю.В. Метатерригенные толщи Тувино-Монгольского массива: возраст, источники, тектоническая позиция // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2005, т. 13, № 1, с. 3—25.

Конилов А.З., Маньковский В.К. Основные черты геологического развития Восточного Саяна в докембрии и нижнем кембрии // Геология и геофизика, 1963 (10), с. 117—128.

Костицын Ю.А., Алтухов Е.Н. Rb-Sr возраст и изотопный состав стронция субщелочных и Li-F гранитов Центрального Присяянья // Геохимия, 2000, № 5, с. 477—484.

Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Резницкий Л.З., Васильев В.П., Козаков И.К., Яковлева С.З., Ковач В.П., Бережная Н.Г. О возрасте метаморфизма слюдянского кристаллического комплекса (Южное Прибайкалье): результаты U-Pb геохронологических исследований гранитоидов // Петрология, 1997, т. 5, № 4, с. 380—393.

Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М., Пробел-2000, 2004, 191 с.

Легенда Восточно-Саянской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации м-ба 1:200 000 / В.В. Перфильев, Т.Ф. Галимова, В.Т. Скопинцев. Иркутск, Иркутскгеология, 1998, 92 с.

Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Зиновьев С.В., Ножкин А.Д. Возраст бластомилонитов Приенисейской региональной сдвиговой зоны как свидетельство вендских аккреционно-коллизийных событий на западной окраине Сибирского кратона // ДАН, 2013, т. 450, № 2, с. 199—203.

Макрыгина В.А., Беличенко В.Г., Резницкий Л.З. Типы палеоостровных дуг и задуговых бассейнов северо-восточной части Палеоазиатского океана (по геохимическим данным) // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 141—155.

Метелкин Д.В. Кинематическая реконструкция раннекаледонской аккреции на юго-западе Сибирского палеоконтинента по результатам анализа палеомагнитных данных // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (4), с. 500—522.

Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л., Наука, 1980, 100 с.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бибикина Е.В., Пономарчук В.А. Состав, строение и условия формирования метаосадочно-вулканогенных комплексов Канского зеленокаменного пояса (Северо-Западное Присяянье) // 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 // ДАН, 2005, т. 404, № 2, с. 1—6.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Советов Ю.К., Травин А.В. Вендское аккреционно-коллизийное событие на юго-западной окраине Сибирского кратона // ДАН, 2007, т. 415, № 6, с. 782—787.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Дмитриева Н.В., Лиханов И.И. Время формирования и *P-T* параметры метаморфизма метатерригенно-карбонатных отложений Дербинского блока (Восточный Саян) // ДАН, 2015, т. 461, № 5, с. 575—578.

Ножкин А.Д., Дмитриева Н.В., Лиханов И.И., Серов П.А., Козлов П.С. Геохимические и изотопно-геохронологические свидетельства субсинхронного островодужного магматизма и терригенной седиментации (Предивинский террейн Енисейского кряжа) // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (11), с. 1992—2014.

Ножкин А.Д., Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Баянова Т.Б., Зиновьев С.В., Козлов П.С., Попов Н.В., Дмитриева Н.В. Поздненвендские постколлизийные лейкограниты Енисейского кряжа // ДАН, 2017, т. 474, № 5, с. 605—611.

Парфенов Л.М. Основные черты докембрийской структуры Восточного Саяна. М., Наука, 1967, 144 с.

Постников А.А. К стратиграфии верхнедокембрийских и нижнедокембрийских вулканогенных и кластических толщ северо-западной части Восточного Саяна // Геология и геофизика, 1981 (5), с. 19—25.

Резницкий Л.З., Сальникова Е.Б., Бараш И.Г., Беличенко В.Г., Глебовицкий В.А., Котов А.Б., Ковач В.П., Яковлева С.З., Федосеенко А.М. Верхняя возрастная граница аккреции террейнов северо-западной части восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН, 2007, т. 414, № 4, с. 518—522.

Руднев С.Н. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2013, 300 с.

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 палеостроводужного комплекса (Восточный Саян): позднерифейско-вендское корообразование на юго-западной окраине Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2000, т. 41 (12), с. 1790—1797.

Семихатов М.А., Хоментовский В.В. Стратиграфия докембрийских отложений западной части Восточного Саяна // Докл. АН СССР, 1957, т. 110, № 2, с. 273—275.

Стратиграфический кодекс России / Ред. А.И. Жамойда. СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 2006, 96 с.

Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М., Мир, 1988, 379 с.

Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия, 2009, № 11, с. 1181—1199.

Туркина О.М. Гранитоиды дербинского комплекса (Восточный Саян): геохимия и источники расплавов // Геология и геофизика, 1997, т. 38 (7), с. 1192—1201.

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 // ДАН, 2004, т. 394, № 6, с. 812—817.

Туркина О.М., Ножкин А.Д., Баянова Т.Б., Дмитриева Н.В., Травин А.В. Докембрийские террейны юго-западного обрамления Сибирского кратона: изотопные провинции, этапы формирования коры и аккреционно-коллизийных событий // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 80—92.

Федотова А.А., Хаин Е.В. Тектоника юга Восточного Саяна и его положение в Урало-Монгольском поясе. М., Научный мир, 2002, 176 с.

Хаин Е.В., Неймарк Л.А., Амелин Ю.В. Каледонский этап ремобилизации докембрийского фундамента Гарганской глыбы, Восточный Саян (изотопно-геохронологические данные) // ДАН, 1995, т. 340, № 6, с. 776—780.

Хоментовский В.В. К тектонике Восточного Саяна // Изв. АН ССР. Сер. геол., 1957, № 7, с. 3—26.

Хоментовский В.В., Семихатов М.А., Репина Л.Н. Стратиграфия докембрийских и нижнепалеозойских отложений западной части Восточного Саяна // Региональная стратиграфия СССР. М., Изд-во АН СССР, 1960, т. 4, с. 5—170.

Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Гибшер А.С., Якшин М.С., Бутаков Е.П., Пятилетов В.Г., Турова Л.Ф. Геологическое строение Манского прогиба и его положение в саяно-алтайских «байкалидах». Новосибирск, Наука, 1978, 223 с. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 400).

Berzin N.A. Microcontinents at the Siberian convergent-transform margin of the Paleo-Asian Ocean // Metallogeny of the Pacific northwest: tectonics, magmatism and metallogeny of active continental margins: Proceedings of the Interim IAGOD Conference. Vladivostok, Dalnauka, 2004, p. 80—82.

Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical compositions of sandstones // *J. Geol.*, 1983, v. 91, p. 611—627.

Bhatia M.R., Crook K.A.W. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // *Contr. Miner. Petrol.*, 1986, v. 92, p. 181—193.

Blundy J.D., Holland T.J.B. Calcic amphibole equilibria and new amphibole-plagioclase geothermometer // *Contr. Miner. Petrol.*, 1990, v. 104, p. 208—224.

Boynton W.V. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // *Rare earth element geochemistry* / Ed. P. Henderson. N.Y., Elsevier, 1984, p. 63—114.

Cullers R.L. The geochemistry of shales, siltstones, and sandstones of Pennsylvanian-Permian age, Colorado, USA: implications for provenance and metamorphic studies // *Lithos*, 2000, v. 51, p. 181—203.

Dickinson W.R., Gehrels G.E. Use of U–Pb ages of detrital zircons to infer maximum depositional ages of strata: A test against a Colorado Plateau Mesozoic database // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2009, v. 288, p. 115—125.

Dobretsov N.L., Buslov M.M., Vernikovskiy V.A. Neoproterozoic to early Ordovician evolution of the Paleo-Asian Ocean: implication to the break-up of Rodinia // *Gondwana Res.*, 2003, v. 6, p. 143—156.

Hodges K. Geochronology and thermochronology in orogenic systems // *Treatise on geochemistry*. Oxford, Elsevier, 2004, p. 263—292.

Holdaway M.J. Application of new experimental and garnet Margules data to the garnet-biotite geothermometer // *Amer. Miner.*, 2000, v. 85, p. 881—892.

Jahn B.-M., Condie K.C. Evolution of the Kaapvaal Craton as viewed from geochemical and Sm-Nd isotopic analyses of intracratonic pelites // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1995, v. 59, p. 2239—2258.

Kovach V., Salnikova E., Wang K.-L., Jahn B.-M., Chiu H.-Y., Reznitskiy L., Kotov A., Iizuka Y., Chung S.-L. Zircon ages and Hf isotopic constraints on sources of clastic metasediments of the Slyudansky high-grade complex, southeastern Siberia: implication for continental growth and evolution of the Central Asian Orogenic Belt // *J. Asian Earth Sci.*, 2013, v. 62, p. 18—36.

Likhanov I.I., Polyansky O.P., Reverdatto V.V., Memmi I. Evidence from Fe- and Al-rich metapelites for thrust loading in the Transangarian region of the Yenisey Ridge, eastern Siberia // *J. Metamorph. Geol.*, 2004, v. 22, p. 743—762.

Liu Y., Gao S., Hu Z., Gao C., Zong K., Wang D. Continental and oceanic crust recycling-induced melt-peridotite interactions in the Trans-North China Orogen: U–Pb dating, Hf isotopes and trace elements in zircons of mantle xenoliths // *J. Petrol.*, 2010, v. 51, p. 537—571.

Ludwig K.R. ISOPLOT 3.00: A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley, Berkeley Geochronology Center, California, 2003.

Salnikova E.B., Sergeev S.A., Kotov A.B., Yakovleva S.Z., Reznitskii L.Z., Vasil'ev E.P. U–Pb zircon dating of granulite metamorphism in the Sludyanskiy Complex, Eastern Siberia // *Gondwana Res.*, 1998, v. 1, № 2, p. 195—205.

Salnikova E.B., Kozakov I.K., Kotov A.B., Kröner A., Todt W., Bibikova E.V., Nutman A., Yakovleva S.Z., Kovach V.P. Age of Palaeozoic granites and metamorphism in the Tuvino-Mongolian Massif of the Central Asian Mobile Belt: loss of a Precambrian microcontinent // *Precambrian Res.*, 2001, v. 110, № 1—4, p. 143—164.

Watanabe T., Postnikov A.A., Ota T., Maehara K., Agashev A., Morita T., Roser B.B. Kuvai group volcanic rocks (Riphean) in the Beret area, Sayan Mountains, SW Siberia // *Special reports on the regional studies of North-East Eurasia and North Pacific*. Hokkaido, Hokkaido University, 1999, p. 103—112.

Wu C.M., Zhang J., Ren L.D. Empirical garnet–biotite–plagioclase–quartz (GBPQ) geobarometry in medium- to high-grade metapelites // *J. Petrol.*, 2004, v. 45, p. 1907—1921.

Xia X.P., Sun M., Geng H.Y., Sun Y.L., Wang Y.J., Zhao G.C. Quasi-simultaneous determination of U–Pb and Hf isotope compositions of zircon by excimer laser-ablation multiple-collector ICPMS // *J. Anal. At. Spectrom.*, 2011, v. 26, p. 1868—1871.