

УДК:551.263.038(571.53)

ВОСТОЧНАЯ ГРАНИЦА ПРИБАЙКАЛЬСКОГО КОЛЛИЗИОННОГО ПОЯСА: ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ, ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ И Nd ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ

© 2009 г. Е. Ю. Рыцк, В. П. Ковач, А. Ф. Макеев, Е. С. Богомолов, Н. Г. Ризванова

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

Поступила в редакцию 18.06.2007 г.

В статье приводятся новые геологические, геохронологические и Nd изотопные данные для пород региона междуречья Баргузин – Номама – Катера, где выявлены основные элементы коллизионной системы раннепалеозойского возраста. В результате исследований установлен сдвиг-надвиговый характер Томпуда-Номаминского и Баргузинского пограничных тектонических швов, разделяющих структуры Светлинской и Катерской зон Байкало-Муйского пояса и Баргузинского терригенно-карбонатного террейна. Полученные оценки возраста синтетектонических “добатолитовых” гнейсо-гранитов и интрузивных массивов габбро-диоритов совпадают друг с другом (469 ± 4 и 468 ± 8 млн. лет) и с оценками возраста коллизионных событий в Приольхонье, Юго-Западном Прибайкалье и Присаянье (480 – 470 млн. лет). Выявленная линейная зона с зональным метаморфическим ореолом и гранито-гнейсовыми куполами с возрастом 470 млн. лет в аллохтонном покровно-складчатом пакете баргузинской свиты верхнего рифея представляет собой зону каледонской ремобилизации, которая маркирует коллизионный фронт между консолидированными на рубеже 0.6 – 0.55 млрд. лет рифейскими структурами Баргузинского террейна и Байкало-Муйского пояса. Новые данные позволяют рассматривать эту зону как северо-восточный фланг Прибайкальского коллизионного пояса. Nd изотопные данные для реперных магматических комплексов коллизионной зоны позволяют полагать, что в зоне сочленения консолидированных байкальских структур северо-восточного фланга Прибайкальского пояса ордовикской ремобилизацией была захвачена позднерифейская ювенильная кора, которая, вероятно, представляла фундамент всего Баргузинского террейна или, по крайней мере, его фронтальной части. При этом, в ходе раннеордовикской коллизии латеральные перемещения террейновых комплексов к северо-востоку были ограничены жестким структурным каркасом байкалид Муйского сегмента Байкало-Муйского пояса, где фиксируются сдвиговые перемещения составляющих его рифейских блоков и деформация венд-кембрийских наложенных впадин. В итоге, можно заключить, что ранний ордовик является эпохой сложной по своей кинематике коллизии между разнородными и разновозрастными блоками континентальной коры – байкалидами Байкало-Муйского пояса и полициклическими образованиями Баргузино-Витимского супертеррейна.

ВВЕДЕНИЕ

В последнее время, в тектонике Восточной Сибири большое внимание привлекает проблема взаимоотношения байкальских и каледонских структур Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) и Сибирского кратона [22 и др.]. Ключевое значение в ее решении имеет Прибайкальский коллизионный метаморфический пояс [4], прослеживающийся вдоль южного края Сибирского кратона от Восточного Саяна до Приольхонья. Основанием для его выделения послужил установленный ордовикский возраст гранулитового метаморфизма ольхонской (485 ± 5 млн. лет) [1], слюдянской (481 ± 5 млн. лет) [7] серий и метаморфической толщи Китойкинской зоны Присаянья (474 ± 3 млн. лет) [4]. Возникновение пояса связывают с косою коллизией типа “континент – террейн” [7] или “террейн – дуга” [19]. Сейчас ясно, что в коллизионные структуры Прибайкальского пояса вовлечены различные комплексы

Хамардабанского и Итанца-Туркинского террейнов Баргузино-Витимского супертеррейна (рис. 1а, 1б). Далее к северу и северо-востоку от Приольхонья уже на восточном побережье Байкала, в бассейне реки Баргузин, также картируются сдвиг-надвиговые тектонические швы единого структурного направления с Прибайкальским поясом, однако здесь признаки коллизионных событий раннепалеозойского возраста до сих пор не фиксировались. Вместе с тем, линейный ореол зонального высокотемпературного метаморфизма и гнейсо-гранитные купола в верхнерифейских терригенно-карбонатных отложениях баргузинской свиты, а также приуроченные к тектоническим швам интрузии габброидов и габбро-диоритов, согласно [12, 19], вполне могут рассматриваться в качестве основных элементов коллизионной системы. Таким образом, есть достаточно оснований полагать, что Прибайкальский коллизионный пояс имеет прямое продолжение к северо-востоку от Приольхонья и подтверждение этому следует искать в бассейне рек

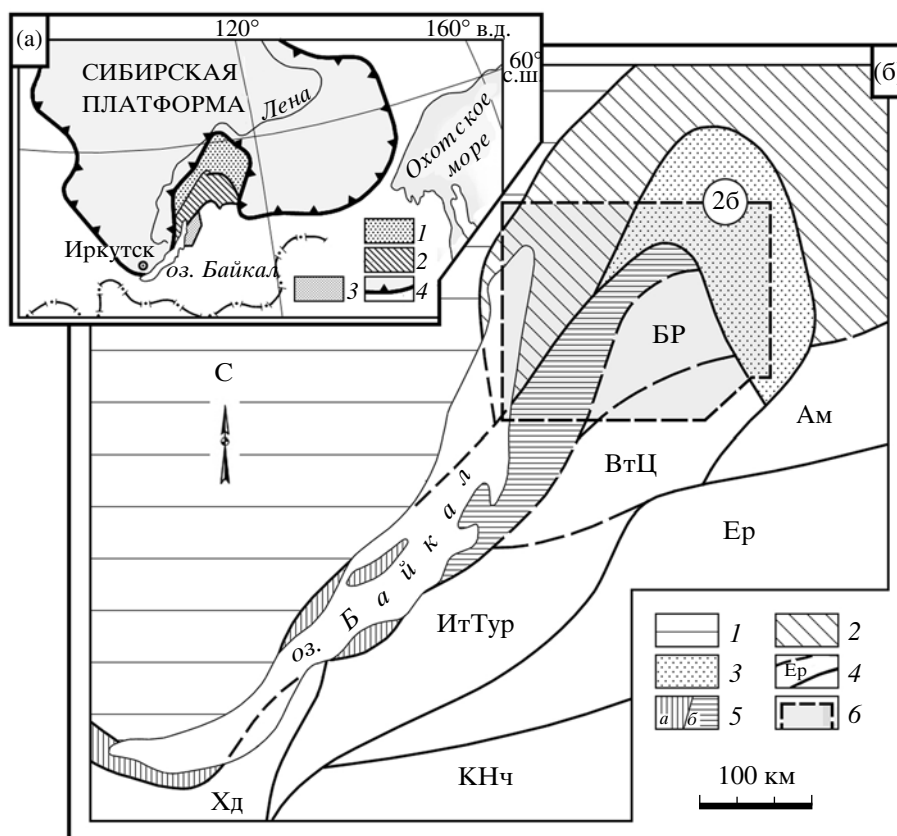


Рис. 1. Местоположение района исследования (а) и схема главных тектонических структур Восточного Забайкалья (б)
 На а: 1 – Байкало-Патомский пояс; 2 – Байкало-Муйский пояс; 3 – район исследования; 4 – границы Сибирской платформы.
 На б: 1 – Сибирская платформа и Байкало-Патомский пояс; 2 – Байкало-Муйский пояс; 3 – Катерская зона; 4 – террейны Баргузино-Витимского супертеррейна и их установленные и предполагаемые границы: БР – Баргузинский; ВтЦ – Витимкан-Ципинский; ИтТур – Итанца-Туркинский; Ам – Амалатский; Ер – Еравнинский; КНч – Конда-Нечерский; Хд – Хамардабанский; 5 – Прибайкальский коллизионный метаморфический пояс (а) и его северо-восточный фланг (б); 6 – контуры района исследования в бассейне рек Баргузин – Номама – Катера и рисунка N26 (в кружочке)

Баргузин – Номама – Катера (см. рис. 1). Для проверки этого предположения нами выполнено геолого-структурное изучение пограничных тектонических швов между тремя главными структурами этого района – Светлинской и Катерской зонами Байкало-Муйского пояса и Баргузинским терригенно-карбонатным террейном, а также геохронологические (U-Pb метод по циркону) и Nd изотопные исследования синметаморфических гнейсо-гранитов и интрузивных габброидов и диоритов.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ РЕГИОНА

Согласно [17], регион междуречья Баргузин – Номама – Катера представляет собой область тектонического контакта между “раннепротерозойскими” структурами юго-западного фланга “Муйской” зоны и Катерским палеогибом Верхневитимского внутреннего пояса байкалид

(рис. 2а). Новые геологические данные [14, 16] позволяют выделить в этом регионе три структурно-формационные зоны, ограниченные мощными системами тектонических нарушений сдвиго-надвигового кинематического типа – Томпуда-Номаминской и Баргузинской (рис. 2б).

Светлинская зона охватывает восточное побережье Байкала и представляет собой переработанный в палеозое фрагмент раннебайкальских структур юго-западного фланга Байкало-Муйского пояса. Большая часть ее площади сложена Чивыркуйским плутоном порфиридных гранитов с возрастом 290 млн. лет [11]. Позднепалеозойские граниты содержат различной величины ксенолиты амфиболитов и зеленых сланцев мивокской толщи верхнего рифея, раннепалеозойских и рифейских габброидов и гранитов (см. рис. 2б). В бассейне р. Светлая мивокская амфиболит-сланцевая толща прорывается сравнительно небольшими массивами раннепалеозойских плагиогранитов и диоритов светлинского комплекса.

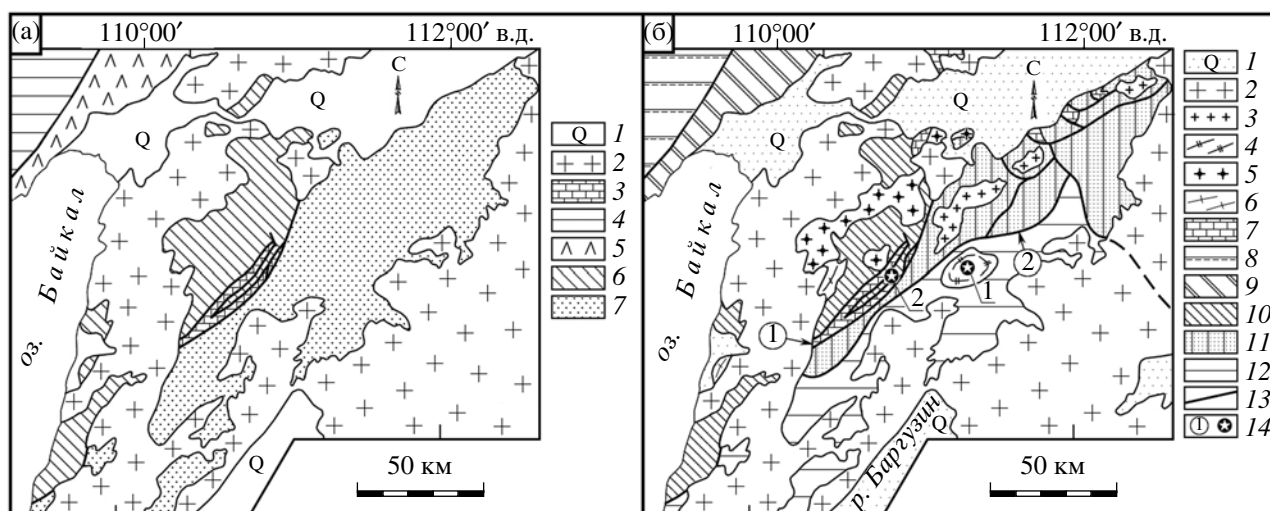


Рис. 2. Схема геологического строения междуречья Баргузин – Номамы – Катера: а) согласно Л.И.Салопу [17], б) по авторским данным

На а: 1 – четвертичные отложения; 2 – палеозойские гранитоиды; 3 – венд-кембрийские впадины; 4 – рифейские образования внешнего пояса байкалид; 5, 6 – “раннепротерозойские” образования “Муйской” зоны: нюрундуканская (5) и мивокская толщи (6); 7 – верхнерифейские образования Катерской зоны Верхневитимского внутреннего пояса байкалид.

На б: 1 – четвертичные отложения рифтогенных впадин; 2–6 – магматические образования: 2 – позднепалеозойские гранитоиды Ангаро-Витимского батолита; 3–5 – раннепалеозойские гранитоиды огеми-даванского (3), сининдинского (4), светлинского (5) комплексов; 6 – верхнерифейские гранитоиды; 7–12 – структуры и стратифицированные комплексы: 7 – венд-кембрийские впадины; 8 – рифейские комплексы Байкало-Патомского пояса; 9, 10 – верхнерифейские осадочно-вулканогенные комплексы Кичерской (9) и Светлинской (10) зон Байкало-Муйского пояса; 11 – верхнерифейский вулканогенно-карбонатно-терригенный флишоидный комплекс Катерской зоны; 12 – верхнерифейский терригенно-карбонатный комплекс Баргузинской зоны; 13 – главные разрывные нарушения, в том числе Томпуда-Номаминская (1) и Баргузинская (2) сдвиго-надвиговые тектонические зоны; 14 – места отбора проб для изотопных исследований (1 – гнейсо-граниты; 2 – габбро и диориты)

Катерская зона соответствует одноименному верхнерифейскому палеопрогнбу, расположенному между главными структурами Байкало-Муйского пояса и Баргузино-Витимского супертеррейна (см. рис. 2б), и вытянута в северо-восточном направлении от верховий рек Томпуда и Шегнанда до нижнего течения р. Катера, где ее продолжение закрыто четвертичными отложениями Верхнеангарской впадины. Зона сложена верхнерифейскими вулканогенно-терригенно-флишоидными образованиями катерской серии [17]. В соответствии с геологосъемочными данными (П.Ч. Шобогоров, В.Г. Филатов и др.), разрез серии включает три согласно залегающие свиты – уколкитскую вулканогенно-терригенную, няндонинскую флишоидную карбонатно-терригенную с прослоями углеродистых сланцев и баргузинскую терригенно-карбонатную. Степень метаморфизма пород не превышает биотитовой субфации зеленосланцевой фации, а его довендский возраст определяется нахождением метапород катерской серии в гальке базальных конгломератов турикской свиты позднего венда. Полого залегающие венд-кембрийские терригенно-карбонатные отложения с фрагментами вулканитов в основании разреза образуют неболь-

шие наложенные грабены. К тектоническим швам приурочены пояса довендских силлов габбро-амфиболитов, которые вместе со стратифицированными образованиями прорваны раннепалеозойскими (441 ± 13 млн. лет) гранитоидами огеми-даванского комплекса [14].

Структура Катерской зоны обычно интерпретируется как сложный синклиорий [3, 17]. Его генеральное северо-восточное простирание в бассейне р. Катера плавно меняется на северо-западное. В такой трактовке ядро синклиория образовано метакarbonатной толщей баргузинской свиты и гранитами Ангаро-Витимского батолита, а в современной структуре наблюдается только его северо-западное крыло, которое граничит со Светлинской зоной по Томпуда-Номаминской сдвиго-надвиговой системе нарушений (см. рис. 2а). Однако новые данные о стратиграфической позиции петротипической баргузинской свиты позволили пересмотреть традиционные представления о структуре Катерского “синклиория” (см. ниже).

Баргузинская зона является частью одноименного верхнерифейского терригенно-карбонатно-террейна, входящего в состав Баргузино-Витимского супертеррейна (см. рис. 2б). Она сложена терригенно-карбонатной метаморфической

толщей одноименной свиты верхнего рифея, ранее включавшейся в состав катерской серии. Согласно нашим данным, к баргузинской свите относились две различные по своему составу, стратиграфической и тектонической позиции толщи. Одна из них представлена темно-серыми, слабо метаморфизованными онколитоносными известняками, которые локализованы в нижнем течении рек Няндони и Катера, где согласно залегают на терригенно-флишеидной толще няндонинской свиты и также согласно перекрываются карбонатно-терригенными образованиями янчуйской свиты. Эта карбонатная толща является неотъемлемой частью катерской серии и принадлежит, по нашему мнению, верхней подсвите няндонинской свиты. Вторая из них, петротипическая метатерригенно-карбонатная толща баргузинской свиты, отличается значительно большим площадным распространением и представлена метатерригенными породами и мраморами, которые непрерывно прослеживаются от стратотипа свиты в бассейне реки Баргузин до верховий реки Катера. Эта толща повсеместно отделена от образований катерской серии мощной зоной Баргузинского тектонического шва (см. рис. 2б) и выделяется нами в качестве баргузинской свиты одноименной структурно-формационной зоны.

В нижней части разреза баргузинской свиты преобладают терригенные и известково-терригенные метаморфические парапороды – полевошпат-двуслюдяные, слюдисто-кварцевые, амфиболовые и кварц-биотитовые сланцы, мелкозернистые метапесчаники, включающие отдельные горизонты мраморов и мономинеральных кварцитов. Верхняя часть разреза свиты сложена известковыми мраморами с редкими прослоями гранат-плагиоклаз-биотит-кварцевых сланцев. Общая мощность превышает 2 км.

Одной из главных особенностей Баргузинской зоны является ореол высокотемпературного метаморфизма, который включает амфиболитовую и эпидот-амфиболитовую фации и прослеживается от восточного берега Байкала вдоль правого борта долины р. Баргузин до бассейна р. Катера. Его формирование связывалось с байкальским орогенезом и интерпретировалось как результат “регионально-контактового” метаморфизма, сопровождавшего становление Ангаро-Витимского батолита [17]. Однако баргузинские гранитоиды с возрастом около 300 млн. лет имеют в данном регионе постметаморфический характер и включают многочисленные ксенолиты скарнированных мраморов баргузинской свиты [3, 11, 14, 21]. В ореоле высокотемпературного метаморфизма баргузинской свиты картируются пластовые тела и куполовидные массивы синметаморфических гнейсо-гранитов, которые ранее были выделены нами в “добатолитовый” сининдинский комплекс [14].

ГРАНИЧНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ШВЫ

Томпуда-Номаминский тектонический шов представляет собой сложно построенную долгоживущую линейную зону шириной до 3–5 км, которая включает три структурных элемента, ограниченные сдвиго-надвиговыми и взбросо-надвиговыми нарушениями (рис. 3). К ним относятся два линейных раннепалеозойских грабена и разделяющий их горст, образованный мигматизированной мивокской толщей верхнего рифея. В современной структуре этой граничной зоны слабо метаморфизованные отложения грабенов представлены тектоническими пластинами крутозалегающих песчаников туриксской и известняков бирамьинской свит, содержащих раннекембрийскую органику. Взбросо-надвиговый контакт раннекембрийских известняков срезает различные горизонты рифейских метапород. В перекристаллизованном матрикс карбонатных пород из зоны Баритового надвига наблюдаются мелкие олистоциты и тектонические фрагменты гранитов, указывающие на микститовую природу пород. К фронтальным частям тектонической зоны приурочены достаточно крупные линейные интрузии габброидов, габбро-диоритов и плагиогранитов. Центральный горст также расчленен взбросо-надвиговыми швами на субвертикально залегающие тектонические пластины. В результате интенсивной переработки верхнерифейские габброиды, зеленые ортосланцы и мигматизированные амфиболиты превращены в разнообразные тектониты и динамосланцы. Геологический возраст деформаций уверенно определяется как постраннекембрийский. Для уточнения возраста деформационных процессов выполнено геохронологическое изучение габброидов и диоритов бирамьинского комплекса, которые прорывают и скарнируют карбонатные породы раннего кембрия и вместе с ними участвуют в строении тектонических пластин Томпуда-Номаминской зоны.

Баргузинский тектонический шов выделен нами в бассейне рек Бирамья – Сининда и представляет собой мощную (до 150 м) сдвиго-надвиговую систему нарушений на контакте метапород петротипической баргузинской свиты с флишеидной толщей няндонинской свиты катерской серии. Тектоническая поверхность самого контакта срезает различные горизонты терригенного разреза няндонинской свиты, а породы последней в зоне контакта превращены в тектониты и милониты, типичные для зон смятия. На северо-восточном фланге (верховья рек Ангиджан и Богодикта) полого залегающие мраморы баргузинской свиты образуют тектонические пластины, причем пологая сланцеватость мраморов срезает крутую сланцеватость терригенных флишеидов. Все эти наблюдения в целом свидетельствуют об аллохтонном залегании баргузинской свиты, пластины

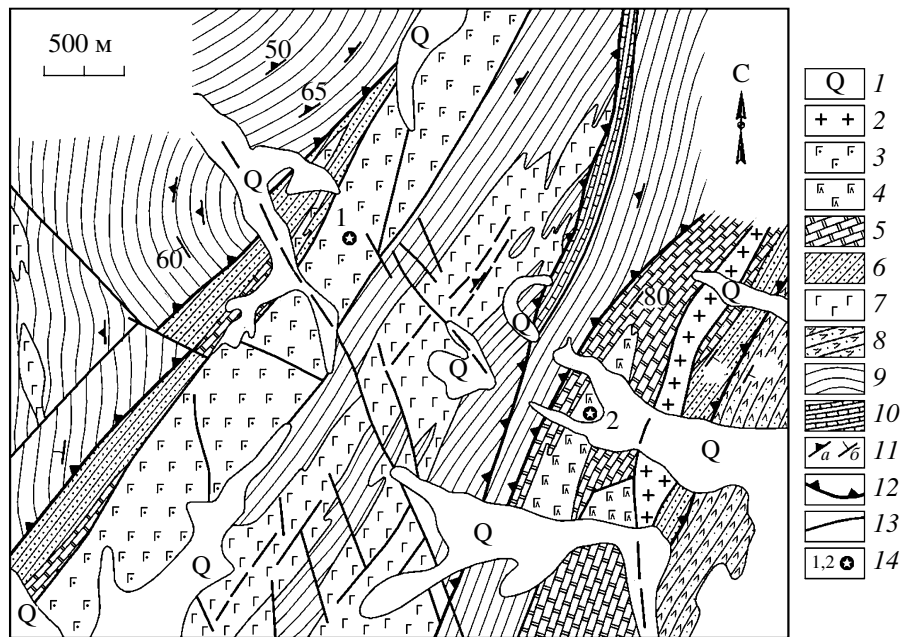


Рис. 3. Схема геологического строения одного из участков Томпуда-Номаминской сдвиго-надвиговой тектонической зоны 1 – четвертичные отложения; 2 – раннепалеозойские граниты; 3, 4 – габброиды (3) и диориты (4) бирамьинского комплекса; 5 – карбонатная толща бирамьинской свиты раннего кембрия; 6 – толща песчаников турикской свиты позднего венда; 7 – метаморфизованные габброиды раннего венда; 8 – метатупофесчаники и сланцы уколкитской свиты катерской серии верхнего рифея; 9 – амфиболовые сланцы и мигматизированные амфиболиты мивокской свиты верхнего рифея; 10 – горизонты метакарбонатных пород мивокской толщи; 11 – элементы залегания сланцеватости (а) и слоистости (б); 12 – взбросо-надвиги; 13 – сдвиги и сбросы; 14 – местоположение отбора проб интрузивных габбро (1) и диоритов (2) бирамьинского комплекса

которой перекрывают по региональному надвигу различные горизонты няндонинской свиты катерской серии. Таким образом, значительная часть Катерского прогиба тектонически перекрыта аллохтонами высокотемпературных метаморфических пород Баргузинского террейна, однако для определения возраста тектонического сочленения этих структур имеющих геологических данных не достаточно. В этой связи принципиальное значение для определения возраста линейного метаморфического ореола имеет геохронологическое изучение синметаморфических гнейсо-гранитов сининдинского комплекса, которые локализованы в терригенно-карбонатной толще аллохтона.

ОБЪЕКТЫ ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для изотопного датирования синметаморфических гнейсо-гранитов выбран петротипический Сининдинский куполовидный массив в междуречье Сининда – Баргузин (см. рис. 2б), сложенный биотитовыми и биотит-мусковитовыми гнейсовидными гранитами и гнейсо-гранитами нормальной щелочности с преобладанием натрия над калием и геохимическими характеристиками

“синколлизонных” – “островодужных” образований [14]. Отчетливо проявленная гнейсовидность в гранитоидах конформна поздним складчатым структурам вмещающих метаморфических пород баргузинской свиты. В мраморах по разрезу реки Донгодеи обнаружены одиночные небольшие линзы серпентинизированных ультрабазитов, напоминающие мелкие тела гипербазитов в карбонатном меланже Приольхонья.

Проба для изотопного датирования бирамьинского комплекса отобрана из массивных диоритов Мединского массива, прорывающих раннекембрийские известняки в зоне Томпуда-Номаминского тектонического шва. Для Sm-Nd изотопного изучения выбрано типичное высокотитанистое габбро Водораздельного массива, представляющего крупную линейную интрузию на водоразделе рек Номама и Светлая (см. рис. 2б и 3).

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Гранитоиды сининдинского комплекса. Циркон, выделенный из мусковит-биотитовых гнейсовидных гранитов (обр. № 1194), представлен длиннопризматическими светло-желтыми и бесцветными кристаллами с $K_{уд}$ от 3 до 5. Относи-

Таблица 1. Результаты U-Pb изотопных исследований цирконов из гнейсо-гранитов сининдинского и диоритов бирамьинского комплексов

№ п.п.	Фракция, мкм	Навеска, мг	Содержания, мкг/г		Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн. лет		
			Pb	U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}^a$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}^b$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}^b$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
<i>Гнейсо-граниты сининдинского комплекса (обр. № 1194/1)</i>													
1	53–60	0.62	147.7	2278	1035	0.07047	0.1422	0.47608	0.06112		382.4	395.4	471.9 ± 1.8
2	>60	1.42	62	850	1470	0.06624	0.0922	0.56401	0.07249		451.1	454.1	469.3 ± 2.0
3	>60**				662	0.07814	0.1134	0.57536	0.07397		460.1	461.5	468.6 ± 1.2
<i>Диориты бирамьинского комплекса (обр. № 2/205)</i>													
4	≤50	3.1	52.8	756	2552	0.05627	0.1739	0.50045	0.0645	0.94	403	412	463.0 ± 1.0
5	50–82	3.2	54.9	763	1571	0.05598	0.1705	0.50682	0.06566	0.92	410	416.3	451.6 ± 1.1
6	82–100	2	48.8	673	1363	0.05597	0.1665	0.5098	0.06606	0.83	412.4	418.3	451.3 ± 1.7
7	100–150	2.4	39.4	538	2618	0.05609	0.169	0.5263	0.06805	0.85	424.4	429.4	456.1 ± 1.6

Примечания: ^a – измеренные изотопные отношения Pb; ^b – рассчитанные отношения атомов радиогенного Pb к U. ** – НРФ 4 часа. Разложение цирконов, выделение Pb и U проведено по модифицированной методике [26]. Изотопный анализ выполнен на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261 в ИГГД РАН. Уровень холостого опыта по Pb составлял 0.1 нг, по U – 0.005 нг. Для расчета возрастов использованы общепринятые величины констант распада [30]. Поправки на обычный свинец приняты по модели [29]. Обработка экспериментальных данных проводилась по программам PbDAT [27] и ISOPLOT [28].

тельно более крупные зерна обычно замутненные, а мелкие прозрачны. По своим морфологическим особенностям циркон гнейсовидных гранитов явно магматический.

U-Pb изотопные данные получены для двух фракций циркона, одна из которых была подвергнута жесткой кислотной обработке HF (табл. 1). Экспериментальные точки образуют дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией определяет значение возраста гнейсовидных гранитов 469 ± 4 млн. лет (СКВО = 0.0072) (рис. 4а), а прохождение дискордии через ноль указывает на отсутствие ксеногенного компонента. Таким образом, становление купольных массивов гнейсогранитов датируется началом среднего ордовика и связано с каледонским этапом тектогенеза.

Диориты и габбро бирамьинского комплекса. Выделенный циркон из пробы диоритов Мединского массива (обр. 2/205) представлен мелкими прозрачными зернами призматического габитуса без следов зональности и включений. В результате U-Pb изотопного анализа четырех размерных фракций (см. табл. 1) получена дискордия верхнее пересечение которой с конкордией отвечает значению возраста 468 ± 8 млн. лет (СКВО = 1.2) (рис. 4б). Учитывая магматический облик цирконов, это значение отвечает возрасту кристаллизации диоритов. Для минеральных фракций и валового образца габбро (обр. № 4/700) получена Sm-Nd изохрона, соответствующая возрасту 507 ± 59 млн. лет (СКВО = 0.97) и $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = 5.1$ (табл. 2). В рамках погрешности результаты совпадают, но за оценку

возраста становления бирамьинского габбро-диоритового комплекса принимается значение, полученное U-Pb методом по циркону – 468 ± 8 млн. лет.

РЕЗУЛЬТАТЫ Sm-Nd ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Результаты Nd изотопных исследований приведены в табл. 2. Синтектонические гнейсовидные граниты сининдинского комплекса характеризуются варьирующими положительными значениями величин $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ от +1.6 до +4.7 и Nd модельными возрастными $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 1.2-0.73$ млрд. лет ($T_{\text{Nd}}(\text{DM}-2\text{st}) = 1.1-0.84$ млрд. лет). К ним близки изотопные характеристики диоритов и габброидов бирамьинского комплекса ($\epsilon_{\text{Nd}}(T) = +4.4$ и +5.6, $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 0.82$ млрд. лет, $T_{\text{Nd}}(\text{DM}-2\text{st}) = 0.85$ млрд. лет), а также более поздних гранодиоритов огемидаванского комплекса ($\epsilon_{\text{Nd}}(T) = +4.9-+5.5$, $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 0.72-0.68$ млрд. лет, $T_{\text{Nd}}(\text{DM}-2\text{st}) = 0.78-0.74$ млрд. лет). Метаосадки баргузинской свиты обладают средне-позднерифейскими значениями Nd-модельного возраста $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ от 1.6 до 0.9 млрд. лет при величинах $\epsilon_{\text{Nd}}(0.85)$ от -1.2 до +7.5 с преобладанием положительных значений. Эти данные указывают на преобладание в источниках сноса баргузинской свиты раннебайкальских ювенильных источников при подчиненной роли древнекорового материала.

Полученные изотопные данные позволяют предполагать, что исходные для гранитоидов и габбро расплавы были образованы в ходе частичного

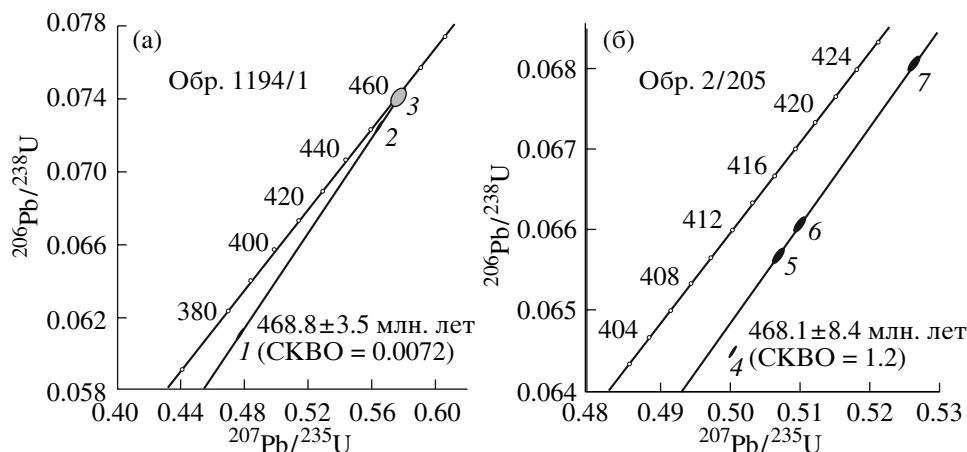


Рис. 4. Диаграммы с конкордией для гнейсо-гранитов сининдинского (а) и диоритов (б) бирамьинского комплексов; Номера точек соответствуют номерам в табл. 1

плавления смешанных в различной пропорции источников, состоявших из относительно короткоживущего ювенильного материала позднебайкальского возраста и древнекорового источника. Первый преобладал в источнике габброидов, поздних интрузивных гранодиоритов и части гнейсо-гранитов. Плавление метаосадочных пород только лишь баргузинской свиты ($\epsilon_{\text{Nd}}(0.47) = -0.8 \text{--} +3.1$) не может объяснить вариации $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ гранитоидов рассматриваемых комплексов. Широкое проявление в регионе позднебайкальского этапа формирования континентальной коры было установлено авторами ранее [16].

Образец гипербазита из тектонической линзы в мраморах баргузинской свиты имеет отношение $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.143$ и $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 1.1$ млрд. лет. Эти Nd изотопные характеристики близки таковым для амфиболитов нюрндуканской толщи с возрастом порядка 1.0 млрд. лет и резко отличаются от характеристик гипербазитов парамского комплекса Байкало-Муйского пояса с “коровыми” Sm/Nd отношениями и значениями $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ около -3 . Этот факт позволяет предполагать, что обнаруженный гипербазит представляет собой фрагмент реститового комплекса раннебайкальской субокеанической коры, которая могла принадлежать смежной тектонической зоне, либо находиться в подошве терригенно-карбонатного “разреза” Баргузинского террейна.

ОБСУЖДЕНИЕ

Полученные оценки возраста синметаморфических “добатолитовых” гнейсо-гранитов и интрузивных массивов габбро-диоритов в междуречье Баргузин – Номама в пределах погрешности совпадают друг с другом (469 ± 4 и 468 ± 8 млн. лет) и с оценками возраста коллизионных событий в

Приольхонье, Юго-Западном Прибайкалье и Присаянье (480–470 млн. лет), соответствуя аккреционной стадии формирования каледонид ЦАСП. Ордовикские габброиды региона также сходны и по своему составу с синколлизонными высокотитанистыми и высокожелезистыми базитами дифференцированных интрузий ЦАСП [5]. Таким образом, новые геохронологические и геологические данные позволяют рассматривать линейную зону зонального метаморфизма и гнейсо-гранитных куполов с возрастом 470 млн. лет в аллохтонном покровно-складчатом пакете баргузинской свиты верхнего рифея как северо-восточный фланг Прибайкальского коллизионного пояса. Эта зона каледонской ремобилизации маркирует коллизионный фронт между консолидированными на рубеже 0.6–0.55 млрд. лет позднерифейскими структурами Светлинской и Катерской зон Байкало-Муйского пояса и Баргузинским террейном. Тип такого коллизионного сочленения можно определить как “террейн – террейн” с фронтальным Баргузинским надвиговым швом и тыловой Томпуда-Номаминской сдвиго-надвиговой системой нарушений. В итоге можно предположить, что наблюдаемое в современной структуре “выклинивание” байкальских структур Байкало-Муйского пояса в виде сужающегося к юго-западу структурного клина, может объясняться их тектоническим перекрытием аллохтонными пластинами Баргузинского террейна на рубеже 470 млн. лет. Северо-восточнее бассейна р. Катера все признаки Прибайкальской коллизионной зоны теряются, что может быть связано с их “уничтожением” герцинскими гранитоидами Ангаро-Витимского батолита. С другой стороны, именно в бассейне р. Катера северо-восточное генеральное направление главных структур Катерского палеопрогиба сменяется северо-западным, характерным для всего Муйского сегмента БМП

Таблица 2. Sm-Nd изотопные данные для пород восточной части Прибайкальского коллизионного пояса

№ п/п	№ обр.	Возраст, млн. лет	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st})$
<i>Светлинская зона, бирамьинский комплекс</i>									
1	2/205	490	4.98	27.1	0.1112	0.512602	+4.7	817	847
2	4/700	500	3.09	11.90	0.1569	0.512800	+5.7		
	4/700 Hbl		11.57	43.7	0.1601	0.512777			
	4/700 Pl		0.84	4.71	0.1080	0.512598			
	4/700 Орх		5.12	16.38	0.1889	0.512873			
	4/700 Орх		4.15	13.36	0.1875	0.512858			
<i>Катерская зона, огеми-даванский комплекс</i>									
3	1211	440			0.0997	0.512611	+4.9	723	784
4	089-1	440			0.0971	0.512633	+5.5	678	736
5	D-1	470			0.1026	0.512591	+4.7	769	824
<i>Баргузинская зона, сининдинский комплекс</i>									
6	1194	470			0.1113	0.512539	+3.2	911	952
7	91/снд	470	2.50	13.39	0.1127	0.512462	+1.6	1040	1084
8	205-3/89	470	4.18	18.40	0.1372	0.512547	+1.8	1202	1068
<i>Баргузинская зона, баргузинская свита</i>									
9	051-1/89	470	5.92	44.0	0.0813	0.512518	+4.6	729	836
10	045-1/89	850	8.13	37.7	0.1301	0.512391	+2.4	1384	1326
11	043-4/89	850	3.37	16.20	0.1261	0.512182	-1.2	1682	1628
12	165-4/89	850	2.50	13.39	0.1127	0.512462	+5.7	1040	1055
13	155-1/89	850	6.96	39.9	0.1053	0.512515	+7.6	895	902
14	171-3/89	1000	7.39	31.2	0.1431	0.512664	+7.4	1051	

Примечания: 1 – диорит, Мединский м-в; 2 – габбро, Водораздельный м-в; 3, 4 – гранодиорит, Даванский м-в; 5 – гнейсо-гранит, Джектеда. Сининдинский комплекс: 6–9 – гнейсо-гранит, Сининдинский м-в; 10, 12 – сланец, 11 – кварцито-сланец, 13 – метапелит; 14 – гипербазит.

Аналитические исследования были проведены в ИГГД РАН по стандартной методике [6]. При расчете величин $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ и модельных возрастов $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ использованы современные значения CHUR по [24] ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$) и DM по [23] ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2136$). Для учета возможного фракционирования Sm и Nd во внутрикоровых процессах для коровых (S-тип) гранитоидов и осадочных пород рассчитаны двустадийные Nd модельные возраста $T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st})$ [25], с использованием среднecорового отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.12$ [31]

(рис. 5). В его пределах большинство наиболее крупных северо-восточных нарушений отличается ярко проявленной сдвиговой составляющей, а венд-кембрийские не метаморфизованные отложения наложенных грабенов и впадин подверглись северо-восток-юго-западному сжатию [2]. Следовательно, можно полагать, что в ходе раннеордовикской коллизии латеральные перемещения террейновых комплексов к северо-востоку были ограничены жестким структурным каркасом байкалид Муйского сегмента, а сдвиговые перемещения рифейских блоков и деформация венд-кембрийских наложенных впадин являются “удаленным” структурным отражением коллизионных событий на северо-восточном фланге Прибайкальского пояса.

Nd изотопные характеристики реперных магматических комплексов коллизионной зоны свидетельствуют о преобладании в их источниках ко-

роткоживущих позднерифейских ювенильных образований при незначительном вкладе вещества древней коры. Это означает, что в отличие от Приольхонья на северо-восточном фланге Прибайкальского пояса, в зоне сочленения консолидированных байкальских структур Байкало-Муйского пояса с Баргузинским террейном, ордовикской ремобилизацией была захвачена позднерифейская ювенильная кора, которая, вероятно, представляла фундамент всего Баргузинского террейна или, по крайней мере, его фронтальной части.

В заключение следует кратко остановиться на более общей проблеме взаимоотношения байкалид и каледонид ЦАСП с Сибирским кратоном. В современном террейновом подходе к решению этой проблемы существуют два основных сценария – последовательной аккреции террейнов к Сибирскому кратону в конце рифея, венде, ран-

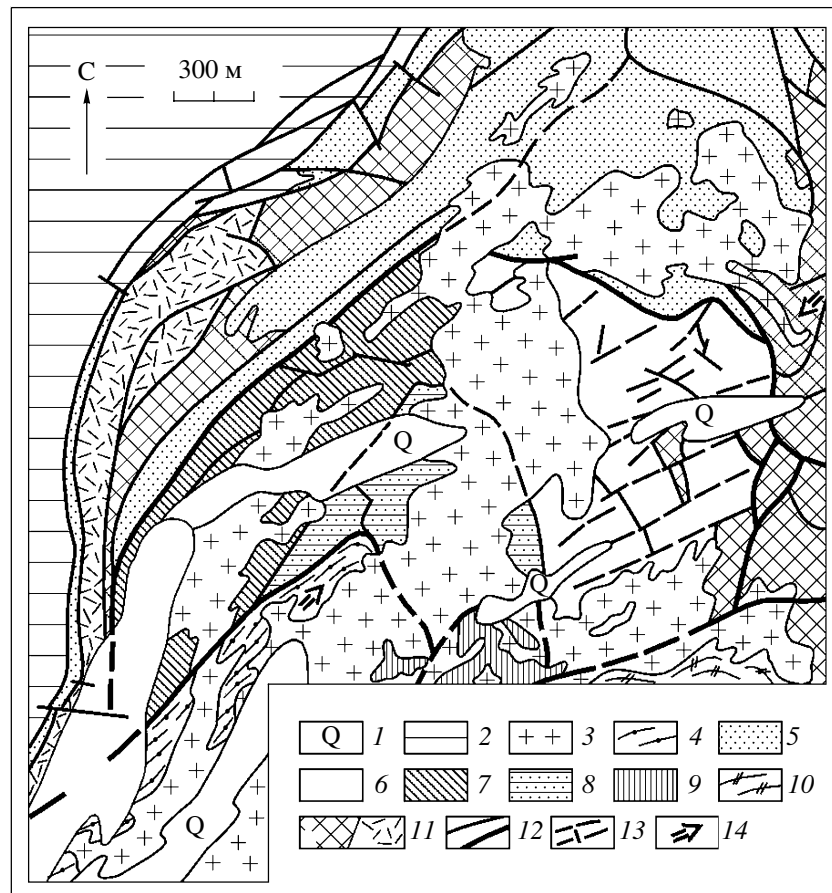


Рис. 5. Схема главных тектонических структур Байкальской складчатой области

1 – четвертичные отложения; 2 – чехол Сибирской платформы; 3 – позднепалеозойские гранитоиды; 4 – северо-восточный фланг Прибайкальского коллизийного пояса; 5 – Байкало-Патомский пояс байкалид; 6, 7 – Байкало-Муйский пояс ранних и поздних байкалид; 6 – Северо-Байкальский сегмент; 7 – Муйский сегмент; 8 – Катерский палеопротг; 9, 10 – террейны Баргузино-Витимского супертеррейна; 9 – Баргузинский терригенно-карбонатный; 10 – Амалатский метаморфический; 11 – Раннедокембрийские выступы фундамента (а) и Ачитканский вулcano-плутонический пояс (б); 12 – основные тектонические нарушения; 13 – сдвиги в пределах Муйского сегмента Байкало-Муйского пояса; 14 – генеральные направления тектонического транспорта в раннепалеозойское время

нем и позднем палеозое и объединения пространственно разобщенных структур Палео-Азиатского океана вместе с докембрийскими террейнами в новообразованный континентальный массив каледонской складчатой области в интервале 510–480 млн. лет и его более позднее “мягкое” сочленение с Сибирским кратоном в режиме косоого сдвига [22]. В.С. Федоровский [19] допускал, что сочленение “Ольхонский террейн – континент” могло соответствовать сдвиговому этапу коллизии в Приольхонье, который не был сколько-нибудь значительно оторван во времени от основного покровного этапа на рубеже 480 млн. лет, связанного со столкновением “дуга-террейн”. Не вдаваясь в обширную аргументацию этих сценариев, отметим следующее.

Установленное на рубеже 600 млн. лет проявление зонального метаморфизма в структурах внешнего и внутреннего поясов БСО, включая Ка-

терскую зону [10], а также возраст 590 млн. лет кислых вулканитов падринской серии в основании разреза наложенных впадин БМП [15], указывают на время консолидации байкалид в составе единого массива гетерогенной континентальной коры. Источником размыва для поздневендских полимиктовых песчаников анангской и догалдынской свит, завершающих разрез Бодайбинской впадины, служил новообразованный Байкало-Муйский ороген [18]. Венчающие разрез наложенных впадин БМП раннекембрийские карбонатные толщи по своей фауне принадлежат Витимо-Байкальской биогеографической провинции Якутской провинции Сибирской платформы [20]. Следовательно, после 600 млн. лет Сибирский кратон и консолидированные байкалиды БСО, включая структуры БМП и Катерской зоны в его составе, представляли скорее всего единый континентальный массив. Если это так, то полученные в насто-

ящей работе свидетельства о причленении к этому массиву Баргузинского террейна в зоне Прибайкальского коллизионного пояса на рубеже 470 млн. лет автоматически свидетельствуют об объединении террейнов Баргузино-Витимского супертеррейна и Сибирского кратона в ходе раннеордовикской коллизионно-аккреционной эпохи. При этом, согласно геолого-геофизическим данным [9], Баргузинский терригенно-карбонатный террейн в раннеордовикской коллизионной системе играл роль структурного уступа на фоне движения в южном направлении Алданского и Ангарского блоков Сибирского кратона. Вместе с тем, в этом сценарии взаимоотношения складчатых комплексов ЦАСП и Сибирского кратона остается нерешенным целый ряд вопросов. В частности, обращается внимание на то, что коллизионная граница кратона является границей для разнообразных раннепалеозойских гранитоидов, широко распространенных по всей площади каледонид и не известных на платформе и в краевом Байкало-Патомском поясе [22].

В итоге, можно заключить, что ранний ордовик является эпохой сложной по своей кинематике коллизии между разнородными и разновозрастными блоками континентальной коры. Более поздние герцинские коллизионные события (средний карбон – ранняя пермь), установленные в пределах Витимкан-Ципинского террейна, связаны уже с внутриплитными обстановками в области консолидированных забайкальских каледонид [13].

Авторы выражают свою благодарность за конструктивную критику рецензентам Академику В.И. Коваленко, чл-корр. РАН В.В. Ярмолюку и С.В. Руженцеву.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 05-05-65326, 07-05-00849), Программ фундаментальных исследований ОНЗ РАН “Центрально-Азиатский подвижный пояс: геодинамика и этапы формирования земной коры” и “Изотопные системы и изотопное фракционирование в природных процессах”, а также Фонда развития отечественной геологии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бибикова Е.В., Карпенко С.Ф., Сумин Л.В., Богдановский О.Г., Кирилова Т.И., Ляликов А.В., Макаров В.А., Аракелянц М.М., Кориковский С.П., Федоровский В.С., Петрова З.И., Левицкий В.И. U-Pb, Sm-Nd и K-Ar возраст метаморфических и магматических пород Приольхонья // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы. Л.: Наука, 1990. С. 171–183.
2. Божко Н.А., Кирмасов А.Б., Талицкий В.Г., Ключко А.А., Королек Т.Л. Геодинамическая модель развития Келяно-Иракиндинской зоны Прибайкалья в докембрии – палеозое // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1999. Т. 74. Вып. 6. С. 3–13.
3. Болонев В.У., Доронина Н.А., Кушев В.Г., Марков Е.И., Руденко В.Е., Руденко Ю.Л., Семушин В.Н. Типы и фации метаморфизма севера Байкальской горной области. Новосибирск: Наука, 1983. С. 151.
4. Донская Т.В., Склярков Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Яковлева С.З., Бережная Н.Г. Прибайкальский коллизионный метаморфический пояс // Докл. РАН. 2000. Т. 374. № 1. С. 79–83.
5. Изох А.Э. Расслоенные ультрабазит-базитовые ассоциации как индикаторы геодинамических обстановок. Автореферат диссертации докт. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИГ и Г СО РАН, 1999. 30 с.
6. Ковач В.П., Котов А.Б., Смелов А.П., Старосельцев К.В., Сальникова Е.Б., Загорная Н.Ю., Сафронов А.Ф., Павлушин А.Д. Этапы формирования континентальной коры погребенного фундамента восточной части Сибирской платформы // Петрология. 2000. Т. 8. № 4. С. 394–408.
7. Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Резницкий Л.З., Васильев Е.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.
8. Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н. Палеозойский гранитоидный магматизм Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1976. 139 с.
9. Митрофанов Г.Л., Таскин А.П. Структурные соотношения Сибирской платформы со складчатым окружением // Геотектоника. 1994. № 1. С. 3–15.
10. Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Гороховский Б.М., Овчинникова Г.В., Киселева Е.И., Конкин В.Д. Изотопный состав свинца и генезис Pb-Zn оруденения Олоkitской зоны Северного Прибайкалья // Геол. рудных месторождений. 1991. № 6. С. 34–49.
11. Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Ризванова Н.Г., Гороховский Б.М. О полихронности Ангаро-Витимского батолита по данным U-Pb метода по циркону и сфену // Докл. РАН. 1993. Т. 333. № 5. С. 634–637.
12. Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры. М.: Научный мир. 2001. 188 с.
13. Руженцев С.В., Минина О.Р., Аристов В.А., Катюха Ю.П., Голионко Б.Г. Тектоника Икат-Багаринской и Джидинской зон Западного Забайкалья // Проблемы тектоники Центральной Азии. М.: ГЕОС, 2005. С. 171–196.
14. Рыцк Е.Ю., Неймарк Л.А., Амелин Ю.В. Возраст и геодинамические обстановки формирования палеозойских гранитоидов северной части Байкальской складчатой области // Геотектоника. 1998. № 5. С. 46–60.
15. Рыцк Е.Ю., Макеев А.Ф., Глебовицкий В.А., Федосенко А.М. Вендский (590 ± 5 млн лет) возраст падринской серии Байкало-Муйского складчатого пояса: U-Pb данные по циркону // Докл. РАН. 2004. Т. 397. № 4. С. 1–3.
16. Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Коваленко В.И., Ярмолук В.В. Структура и эволюция континентальной коры Байкальской складчатой области // Геотектоника. 2007. № 6. С. 23–51.
17. Салон Л.И. Геология Байкальской горной области. Т. 1. М.: Недра, 1964. 516 с.

18. Станевич А.М., Мазукабзов А.М., Постников А.А., Немеров В.К., Писаревский С.А., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Корнилова Т.А. Северный сегмент Палеоазиатского океана в неопротерозое: история седиментогенеза и геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 60–79.
19. Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В., Каргополов С.А., Гибшер А.С., Изох А.Э. Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника. 1995. № 3. С. 3–22.
20. Язмир М.М., Далматов Б.А. Биогеография раннего и среднего кембрия в пределах Бурятии // Геология и геофизика. 1975. № 2. С. 55–63.
21. Ярмолюк В.В., Будников С.В., Коваленко В.И., Антипин В.С., Горегляд А.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Козаков И.К., Ковач В.П., Яковлева С.З., Бережная Н.Г. Геохронология и геодинамическая позиция Ангаро-Витимского батолита // Петрология. 1997. Т. 5. С. 451–466.
22. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Геодинамика формирования каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. РАН. 2003. Т. 389. № 3. С. 354–359.
23. Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: implications for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. Vol. 87. P. 249–265.
24. Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd evolution of chondrites and a chondrites. II // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. Vol. 67. P. 137–150.
25. Keto L.S., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic variations of Early Paleozoic oceans // Earth Planet. Sci. Lett. 1987. Vol. 84. P. 27–41.
26. Krogh T.E. A low contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction U and Pb for isotopic age determinations // Geochim. Cosmochim. Acta. 1973. Vol. 37. P. 485–494.
27. Ludwig K.R. A computer program of processing Pb-U-Th isotope data // USGS Open File Report 88–542. U.S. Geol. Survey. 1991a. 35 p.
28. Ludwig K.R. A plotting and regression program for radiogenic isotopic data // Open File Report 911–445. USGS. 1991b.
29. Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. Vol. 26. P. 207–221.
30. Steiger R.N., Jager E. Convection on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett. 1977. Vol. 26. P. 359–362.
31. Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: its composition and evolution. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1985. 312 p.

Рецензенты: В.И. Коваленко,
С.В. Руженцев, В.В. Ярмолюк

The Eastern Boundary of the Baikal Collisional Belt: Geological, Geochronological, and Nd Isotopic Evidence

E. Yu. Rytsk, V. P. Kovach, A. F. Makeev, E. S. Bogomolov, and N. G. Rizvanova

*Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences,
nab. Makarova 2, St. Petersburg, 199034, Russia*

e-mail: Erytsk@geogem.spb.ru

Received June 18, 2007

Abstract—New geological, geochronological, and Nd isotopic data are reported for the rocks occurring at the interfluvium of the Barguzin, Nomama, and Katera rivers, where the main structural elements of the Early Paleozoic collisional system have been established. The strike-slip and thrust Tompuda–Nomama and Barguzin boundary sutures separate the Svetlaya and the Katera zones of the Baikal–Muya Belt from the Barguzin terrigenous–carbonate terrane. The age estimates of syntectonic (prebatholithic) gneissic granite and gabbrodiorite intrusive bodies (469 ± 4 and 468 ± 8 Ma, respectively) coincide with the age of collisional events in the Ol'khon, Southwest Baikal, and Sayan regions (480–470 Ma). A linear zone with zonal metamorphism and granite-gneiss domes dated at 470 Ma is revealed in the allochthonous fold–nappe packet of the Upper Riphean Barguzin Formation. This zone of Caledonian remobilization marks the collisional front between the Riphean structural units of the Barguzin Terrane consolidated 0.60–0.55 Ga ago and the Baikal–Muya Belt. New data allow us to recognize this zone as the northeastern flank of the Baikal Collisional Belt. The Nd isotopic data for the reference igneous complexes of the collisional zone indicate that the Late Riphean juvenile crust was involved in the Ordovician remobilization in the zone of conjugation of the consolidated Baikalian structural elements at the northeastern flank of the Baikal Belt and likely was a basement of the entire Barguzin Terrane or, at least, its frontal portion. The lateral displacements of the terranes to the northeast during the Early Ordovician collision were constrained by the rigid structural framework of the Baikalides in the Muya segment of the Baikal–Muya Belt, where the Riphean blocks were involved in strike-slip faulting and the Vendian–Cambrian superimposed basin underwent deformation. Finally, it may be concluded that the Early Ordovician was an epoch of collision, complex in kinematics, between heterogeneous blocks of the continental crust: the Baikalides of the Baikal–Muya Belt and polycyclic Barguzin–Vitim Superterrane.