

МЕЗОЗОЙСКИЕ ГРАНИТОИДЫ В СТРУКТУРЕ БЕЗЫМЯННОГО КОМПЛЕКСА МЕТАМОРФИЧЕСКОГО ЯДРА (Западное Забайкалье)

Т.В. Донская¹, Д.П. Гладкочуб¹, А.М. Мазукабзов¹, Т. Ванг^{2,3}, Л. Гуо²,
Н.В. Родионов⁴, Е.И. Демонтерова¹

¹ Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

² Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Baiwanzhuang Road 26, Beijing, 100037, China

³ Beijing SHRIMP Center, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100037, China

⁴ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,
199106, Санкт-Петербург, Средний просп., 74, Россия

Проведено геологическое, геохронологическое и изотопно-геохимическое изучение двух тел тектонизированных гранитов, прорывающих породы нижней пластины Безымянного комплекса метаморфического ядра (Западное Забайкалье). U-Pb возраст по циркону катаклазированных гранитов, отобранных в краевой части Безымянного КМЯ вблизи detachment, составил 202 ± 2 млн лет (метод LA-ICP-MS). U-Pb геохронологические исследования единичных зерен циркона из пробы разнейсованного гранита, прорывающего породы нижней пластины в центральной части Безымянного КМЯ, проведенные на вторично-ионном масс-спектрометре SHRIMP-II, показали, что эти граниты имеют возраст 165 ± 2 млн лет. Для катаклазированных гранитов с возрастом 202 млн лет (поздний триас) отмечаются низкие концентрации Nb и Ta, а также высокие содержания Sr и Ba, вероятно, унаследованные от магматических источников субдукционного происхождения. При этом поздне триасовые граниты характеризуются отрицательными значениями $\epsilon_{Nd}(T) = -3.7$, что в совокупности с высокими содержаниями в них K_2O и умеренными Th свидетельствует о том, что в источнике гранитов должен присутствовать также материал континентальной коры. Поэтому для поздне триасовых гранитов предполагается смешанный мантийно-коровый источник. Допускается, что формирование исследованных гранитов, так же как и других триасовых магматических пород Забайкалья, имело место в надсубдукционной обстановке и приурочено к развитию активной континентальной окраины Сибирского континента.

Разнейсованные граниты с возрастом 165 млн лет (средняя юра) характеризуются высокими содержаниями K_2O , Rb, Th, относительным обеднением Nb, отрицательной Eu аномалией на спектрах распределения РЗЭ и обнаруживают значение $\epsilon_{Nd}(T) = 0$. Для этих гранитов предполагается коровый источник среднего—кислого состава. Предполагается, что исследованные среднеюрские граниты Безымянного КМЯ, как и другие небольшие массивы гранитоидов юрского возраста, пространственно ассоциирующие с комплексами метаморфических ядер Западного Забайкалья, внедрялись после закрытия Монголо-Охотского океана в его западной части, на фоне смены субдукционного режима на коллизионный.

Исследованные поздне триасовые граниты Безымянного КМЯ не могут рассматриваться как ассоциирующие с комплексами метаморфических ядер Забайкалья, так как их внедрение связано с процессом субдукции океанической плиты Монголо-Охотского океана под Сибирский континент. Среднеюрские граниты Безымянного КМЯ в совокупности с другими небольшими массивами гранитоидов юрского возраста могут классифицироваться как докинематические интрузии, предшествующие формированию комплексов метаморфических ядер Западного Забайкалья, однако маловероятно, что их внедрение стало причиной крупномасштабного растяжения на территории Забайкалья.

Граниты, U-Pb возраст по циркону, комплексы метаморфических ядер, мезозой, Западное Забайкалье.

MESOZOIC GRANITOIDS IN THE STRUCTURE OF THE BEZYMANNYI METAMORPHIC-CORE COMPLEX (western Transbaikalia)

T.V. Donskaya, D.P. Gladkochub, A.M. Mazukabzov, T. Wang,
L. Guo, N.V. Rodionov, and E.I. Demonterova

We performed geological, geochronological, and isotope-geochemical studies of two tectonized-granite bodies intruding the rocks of the lower plate of the Bezmyannyi metamorphic-core complex (MCC) (western Transbaikalia). The U-Pb zircon age of sheared granites sampled on the periphery of the Bezmyannyi MCC near the detachment zone is 202 ± 2 Ma (LA-ICP-MS). The U-Pb dating (SHRIMP-II) of zircon grains from gneissic granite intruding the rocks of the lower plate in the central zone of the Bezmyannyi MCC has yielded an age of 165 ± 2 Ma. The sheared granites dated at 202 Ma (Late Triassic) have low contents of Nb and Ta and high contents of Sr and Ba, probably inherited from magmatic subduction-related sources. These granites are characterized by $\epsilon_{Nd}(T) = -3.7$, which, along with the high contents of K_2O and medium contents of Th, testifies

to the presence of continental-crust material in their source. Thus, they formed, most likely, from a mixed mantle–crust source. The studied granites, like other Triassic igneous rocks in Transbaikalia, might have originated in the suprasubduction setting during the evolution of the active continental margin of the Siberian continent. The gneissic granites dated at 165 Ma (Middle Jurassic) have high contents of K_2O , Rb, and Th, are depleted in Nb, and are characterized by $\epsilon_{Nd}(T) = 0$ and a negative Eu anomaly on the REE patterns. They formed, most likely, from an intermediate–felsic crustal source. These Middle Jurassic granites, like other small Jurassic granitoid massifs spatially associated with MCCs in western Transbaikalia, intruded in the western part of the Mongol–Okhotsk Ocean after its closure, during the change of the subduction regime for the collisional one. The studied Late Triassic granites of the Bezymyannyi MCC cannot be associated with MCCs in Transbaikalia because their intrusion was related to the subduction of the oceanic plate of the Mongol–Okhotsk Ocean beneath the Siberian continent. The Middle Jurassic granites of the Bezymyannyi MCC, together with other small Jurassic granitoid massifs, can be classified as prekinematic intrusions formed earlier than MCCs in western Transbaikalia. However, it is unlikely that their intrusion caused a large-scaled crustal extension in Transbaikalia.

Granites, U–Pb zircon age, metamorphic-core complexes, Mesozoic, western Transbaikalia

ВВЕДЕНИЕ

Раннемеловые комплексы метаморфических ядер (КМЯ) широко распространены на территории Восточной Азии, фиксируя глобальные события внутриконтинентального растяжения в Азиатском регионе [Wang et al., 2011, 2012]. Традиционно считается, что формирование КМЯ непосредственно ассоциирует с разнообразной магматической деятельностью, в том числе и с внедрением небольших по размерам интрузий гранитоидов [Anderson et al., 1988; Lister, Baldwin, 1993; Hill et al., 1995]. Для детально исследованных раннемеловых комплексов метаморфических ядер Восточной Азии, которые распространены на территориях Монголии и Китая, отмечается внедрение интрузий гранитоидов на временном интервале 170—110 млн лет, которые отражают различные стадии формирования КМЯ [Daoudene et al., 2009, 2013; Wang et al., 2012]. Интрузии подразделяются на докинематические (170—140 млн лет), синкинематические (150—125 млн лет) и посткинематические (125—110 млн лет) [Wang et al., 2012]. Для комплексов метаморфических ядер Западного Забайкалья такая целостная картина позднемезозойского гранитоидного магматизма, связанного с КМЯ, не складывается, несмотря на проведенные работы по оценке возраста интрузий, пространственно приуроченных к КМЯ [Скляр и др., 1997; Мазукабзов и др., 2006; Donskaya et al., 2008; Wang et al., 2012; Рипп и др., 2013]. При этом особо подчеркнем, что $^{40}Ar/^{39}Ar$ возраст по амфиболу и слюдам перекрывается в КМЯ всей Восточной Азии, включая Забайкалье (140—105 млн лет) (обзор в [Wang et al., 2012]). В свете обозначившейся проблемы была предпринята еще одна попытка изучения интрузий гранитов в пределах Безымянного КМЯ Западного Забайкалья, внедрение которых потенциально могло быть приурочено к формированию этого комплекса метаморфического ядра.

В статье приводятся новые данные по оценке возраста гранитов, распространенных в Безымянном КМЯ, дается их петрогеохимическая характеристика, делаются выводы о связи этих гранитов с формированием комплекса метаморфического ядра. Кроме того, в статье приводится синтез опубликованных и новых данных по позднемезозойским гранитоидам Западного Забайкалья, которые ассоциируются с комплексами метаморфических ядер.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ БЕЗЫМЯННОГО КМЯ

Безымянный комплекс метаморфического ядра приурочен к юго-западному флангу Яблонового хребта (бассейн р. Унго). Безымянный комплекс расположен к северо-востоку от Заганского КМЯ (рис. 1, а). Согласно разным схемам тектонического строения северного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса структура Безымянного КМЯ накладывается или на породы раннепалеозойского Еравнинского островодужного террейна (см. рис. 1, б) [Беличенко и др., 2006; Волкова, Скляр, 2007; Мазукабзов и др., 2010] или на породы палеозойского Яблоново-Малханского террейна задугового бассейна [Гордиенко и др., 2010]. Время формирования Безымянного КМЯ аналогично всем остальным комплексам метаморфических ядер Восточной Азии считается раннемеловым [Скляр и др., 1997; Wang et al., 2011; Donskaya et al., 2013]. Так же, как и во всех КМЯ, в Безымянном комплексе метаморфического ядра выделяются нижняя пластина, верхняя пластина и детачмент. Нижняя пластина представлена в различной степени тектонизированными гранитоидами, среди которых отмечаются как небольшие тела, так и крупные выходы метаморфических пород (гнейсов, амфиболитов) (рис. 2). Породы нижней пластины до настоящего времени не были датированы. На существующих геологических схемах возраст гранитоидов отмечается как докембрийский [Геологическая..., 1983], раннепалеозойский

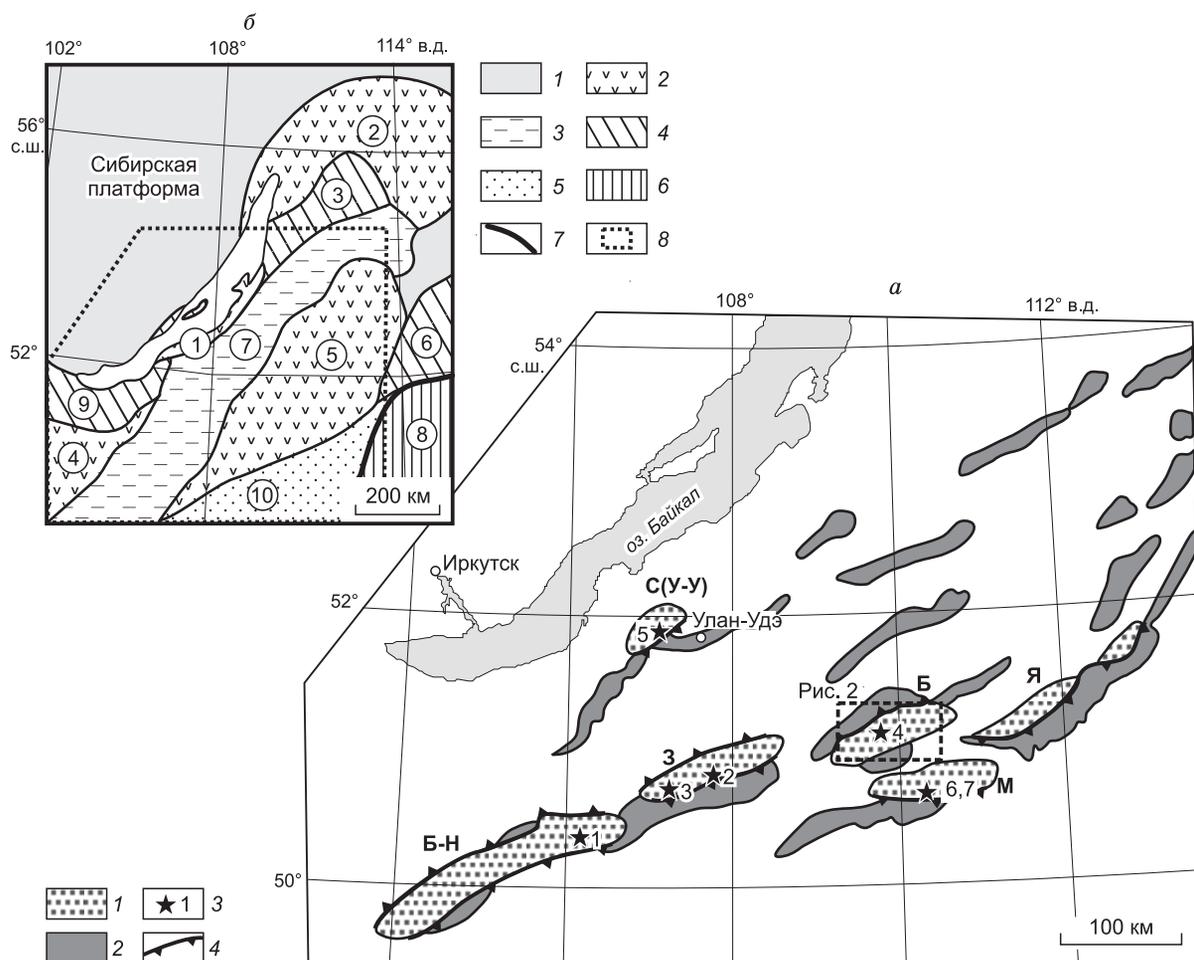


Рис. 1. Схема расположения комплексов метаморфических ядер в Западном Забайкалье (модифицирована после [Скляров и др., 1997; Donskaya et al., 2008; Мазукабзов и др., 2011]) (а) и схема террейнов северного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса (модифицирована после [Беличенко и др., 2006; Волкова, Скляров, 2007; Гладкочуб и др., 2013]) (б).

а: 1 — комплексы метаморфических ядер; 2 — раннемеловые впадины; 3 — юрские и меловые гранитоиды (номер соответствует номеру массива в табл. 5); 4 — зоны детачмента. Буквами на схеме обозначены комплексы метаморфических ядер: Б — Безымянный, Б-Н — Бутулийн-Нурский, З — Заганский, М — Малханский, С(У-У) — Селенгинский (Улан-Удэнский), Я — Яблонов-ый. б: 1 — Сибирская платформа; 2–6 — террейны Центрально-Азиатского складчатого пояса: 2 — островодужные террейны, 3 — террейны задуговых бассейнов, 4 — метаморфические террейны, 5 — террейны турбидитовых бассейнов, 6 — террейны аккреционного клина; 7 — Монголо-Охотская шовная зона; 8 — контуры рис. 1, а. Цифры в кружках — названия террейнов: 1 — Ангинско-Таланчанский; 2 — Байкало-Муйский; 3 — Баргузинский; 4 — Джидинский; 5 — Еравнинский; 6 — Западно-Становой; 7 — Икатский; 8 — Ононский; 9 — Хамардабан-Ольхонский; 10 — Хентейский.

[Геологическая..., 1992] или каменноугольный [Сизых, 1966], а метаморфических пород как докембрийский. Верхняя пластина сложена разновозрастными (от неопротерозоя(?) до позднего мезозоя) магматическими, вулканогенно-осадочными и осадочными породами (см. рис. 2). За исключением раннемеловых пород, формирование остальных пород верхней пластины происходило до возникновения комплекса метаморфического ядра. Раннемеловые вулканогенно-осадочные образования Бадинской и Унгинской впадин (см. рис. 2) формировались синхронно с тектоническим экспонированием пород нижней пластины к поверхности и отражают становление структуры Безымянного КМЯ. Раннемеловой возраст пород впадин подтвержден К-Аг оценками возраста базальтов Унгинской впадины, который составляет 141—113 млн лет [Иванов и др., 1995]. Детачмент и зона динамометаморфических пород, развитых по породам нижней пластины, отмечаются в северо-западной части Безымянного комплекса (см. рис. 2) [Мазукабзов и др., 2011]. Падение плоскостных структурных элементов в пределах нижней пластины КМЯ, включая зону динамометаморфических образований, направлено к северо-западу от

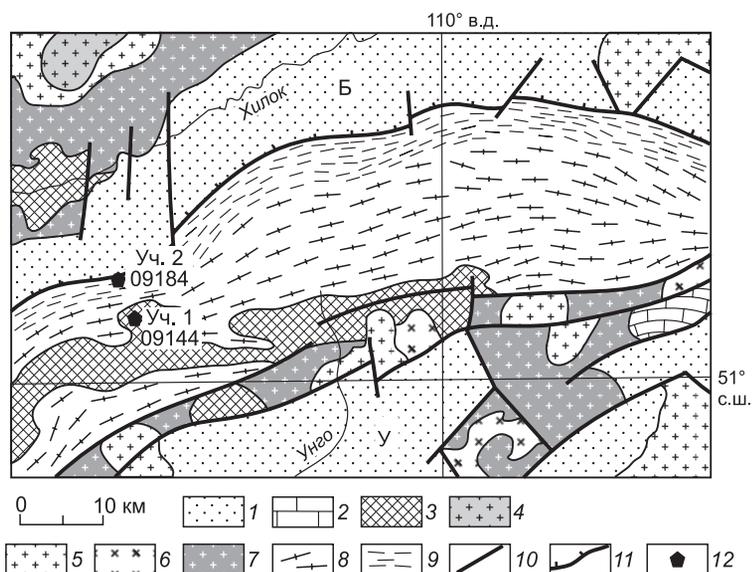


Рис. 2. Геологическая схема Безымянного комплекса метаморфического ядра (модифицирована по [Зорин и др., 1997; Складаров и др., 1997]).

1 — раннемеловые вулканогенно-осадочные отложения; 2 — венд-раннекембрийские метаморфизованные карбонатные отложения; 3 — неопротерозойские(?) метаморфические породы; 4–7 — неметаморфизованные интрузивные образования: 4 — позднеюрские(?) гранитоиды, 5 — позднепалеозойские гранитоиды, 6 — раннепалеозойские(?) диориты, 7 — раннепалеозойские(?) гранитоиды; 8 — метаморфизованные гранитоиды неясного возраста; 9 — милониты по разновозрастным гранитоидам и неопротерозойским(?) метаморфическим породам; 10 — разломы; 11 — детачмент; 12 — точки отбора проб (номер участка и номер образца, отобранного на геохронологические и изотопные исследования). Б — Бадинская впадина; У — Унгинская впадина.

осевой части [Мазукабзов и др., 2011]. Направление минеральной линейности во всех частях Безымянного комплекса остается постоянным — северо-запад—юго-восток [Мазукабзов и др., 2011]. Структурные и геофизические исследования пород Безымянного КМЯ позволили сделать вывод о том, что нижняя пластина этого КМЯ погружается к северо-западу, в отличие от остальных КМЯ Северной Монголии и Забайкалья, нижние пластины которых погружаются на юго-восток [Зорин и др., 1997; Складаров и др., 1997].

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

Граниты, прорывающие породы нижней пластины Безымянного КМЯ, исследованы на двух участках. Выбор этих участков обусловлен тем, что граниты здесь прорывают породы, слагающие основной объем нижней пластины, но в то же время подвержены либо пластичным, либо хрупким деформациям, связанным с тектоническим экспонированием пород нижней пластины к поверхности, т. е. можно ожидать, что эти граниты непосредственно предшествуют или связаны с начальным этапом формирования Безымянного КМЯ.

Первый участок расположен в верхнем течении р. Зун-Талбага в центральной части нижней пластины Безымянного КМЯ (см. рис. 2). Здесь небольшие тела разгнейсованных гранитов прорывают метаморфические породы, относящиеся на существующих геологических картах к березовской толще, а также разгнейсованные магматические образования нижней пластины. Отмечаются секущие контакты между гранитами и вмещающими их породами.

Исследованные граниты характеризуются ориентированной, слабополосчатой текстурой, обусловленной однонаправленным расположением чешуек биотита и удлиненно-вытянутых зерен кварца. Главными минералами гранитов являются калиевый полевой шпат, кварц и плагиоклаз. Кварц повсеместно имеет волнистое погасание. Второстепенным минералом гранитов является биотит, который частично замещается хлоритом. Акцессорные минералы — апатит, циркон, рудный минерал. Текстурно-структурные изменения гранитов, наиболее вероятно, связаны с процессами становления Безымянного КМЯ.

Второй участок расположен в среднем течении р. Зун-Талбага, в краевой части нижней пластины Безымянного КМЯ, приблизительно в 400 м от детачмента (см. рис. 2). На этом участке отмечаются главным образом катаклазированные габброиды, которые прорываются небольшими телами катаклазированных гранитов. Контакты между гранитами и габброидами секущие. Также в габброидах отмечаются многочисленные жилы гранитов мощностью до 0.5 м. Главными минералами гранитов являются калиевый полевой шпат, кварц, плагиоклаз. Зерна кварца трещиноваты, раздавлены. Плагиоклаз серицитизирован, пелитизирован и местами замещается калиевым полевым шпатом. Второстепенным минералом гранитов является биотит, который повсеместно хлоритизирован. Акцессорные минералы — апатит, циркон, рудный минерал. Рудный минерал часто развивается по трещинкам спайности биотита и по микротрещинам в породе.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Граниты, отобранные на охарактеризованных выше участках, проанализированы на содержания петрогенных оксидов, редких и редкоземельных элементов. Для двух образцов гранитов из разных участков выполнено определение изотопного состава Nd и дана оценка возраста на основании U-Pb датирования цирконов. Точки отбора проб на геохронологические и изотопные исследования показаны на рис. 2.

Определение содержаний петрогенных оксидов выполнено методом силикатного анализа в ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН (аналитики Г.В. Бондарева, Т.В. Попова). Определение содержаний редких и редкоземельных элементов выполнено методом ICP-MS в Лимнологическом институте СО РАН ОПЦКП «Ультрамикроанализ» на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500ce (Agilent Technologies Inc., США) (аналитик С.В. Пантеева). Концентрации элементов в образцах рассчитаны относительно международных стандартов BHVO-1, DNC-1, JB-2, W-2. Химическое разложение проб для ICP-MS анализа проводили методом сплавления с метаборатом лития по методике [Panteeva et al., 2003], что позволило достичь полного растворения всех минералов. Ошибка определений редких и редкоземельных элементов методом ICP-MS составляет не более 5 %.

Выделение Sm и Nd проведено в Институте земной коры СО РАН по методике, описанной в [Pin, Zalduogui, 1997]. Изотопный состав Nd и концентрации Sm и Nd измерены на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-262 в статическом режиме в ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН. Измеренные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ нормализованы к отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$. Точность определения концентраций Sm и Nd составила 0.5 %, изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ — 0.5 %, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ — 0.005 % (2 σ). Средневзвешенное значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ для стандарта JNd-1 за период измерений представленных в статье данных составило 0.512097 ± 0.000003 (2 σ , $n = 8$). При расчете величин $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ и модельных возрастов $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ использованы современные значения для однородного хондритового резервуара CHUR, по [Jacobsen, Wasserburg, 1984], и деплетированной мантии DM, по [Goldstein, Jacobsen, 1988].

U-Th-Pb геохронологические исследования единичных зерен циркона из пробы разгнейсованного биотитового гранита 09144 проведены на вторично-ионном масс-спектрометре SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского по методике, описанной в [Williams, 1998]. Интенсивность первичного пучка молекулярных отрицательно заряженных ионов кислорода составляла 2.5 нА, диаметр аналитического пятна (кратера) составлял 35 мкм. Обработка полученных данных осуществлялась с использованием программы SQUID [Ludwig, 2000]. U-Pb отношения нормализовались на значение 0.0668, приписанное стандартному циркону TEMORA, что соответствует возрасту этого циркона 416.75 млн лет [Black et al., 2003]. Значения содержаний урана (а также радиогенного свинца и тория) в цирконах получены с помощью концентрационного стандарта 91500, содержащего 81.2 г/т урана [Wiedenbeck et al., 1995]. Построение графиков с конкордией проводилось с использованием программы ISOPLOT/EX [Ludwig, 1999]. Погрешности единичных анализов (изотопных отношений и возрастов) приводятся на уровне 1 σ , погрешности вычисленного конкордантного возраста приводятся на уровне 2 σ .

U-Th-Pb геохронологические исследования единичных зерен циркона из пробы катаклазированного гранита 09184 проведены на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500a совместно с эксимерным лазером UP-193 методом лазерной абляции (LA-ICP-MS) в Центре лабораторных исследований Китайского университета геологических наук (г. Пекин). Режимы съемки и параметры приборов описаны в работе [Wang et al., 2012]. Для калибровки использовались стандартное стекло NIST 610 как внешний стандарт и Si как внутренний стандарт. Эффекты фракционирования изотопов скорректированы с использованием циркона 91500 [Wiedenbeck et al., 1995] в качестве внешнего стандарта. Стандартный циркон TEMORA [Black et al., 2003] использовался как вспомогательный стандарт для того, чтобы отмечать отклонения измеренных/рассчитанных значений возраста. Обработка выполненных измерений проводилась в программе GLITTER (версия 4.4, Университет Маккуори, Сидней, Австралия). Построение графиков с конкордией проводилось с использованием программы ISOPLOT/EX (3.0) [Ludwig, 2003]. Обыкновенный свинец откорректирован с использованием программы «LA-ICP-MS коррекция обыкновенного свинца (версия 3.15)» согласно методике [Andersen, 2002]. Погрешности единичных анализов (изотопных отношений и возрастов) приводятся на уровне 1 σ , погрешности вычисленного средневзвешенного возраста — на уровне 2 σ .

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ U-Pb ИССЛЕДОВАНИЙ

Проба 09144 из разгнейсованных гранитов, прорывающих породы нижней пластины в центральной части Безымянного КМЯ, была отобрана на участке 1 (координаты $51^{\circ}04.027'$ с.ш., $109^{\circ}29.734'$ в.д.). Место отбора пробы показано на рис. 2. Циркон, выделенный из пр. 09144, представлен двумя морфо-

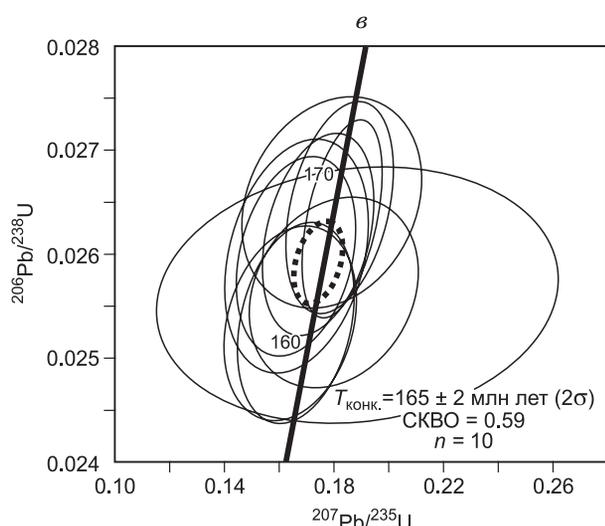
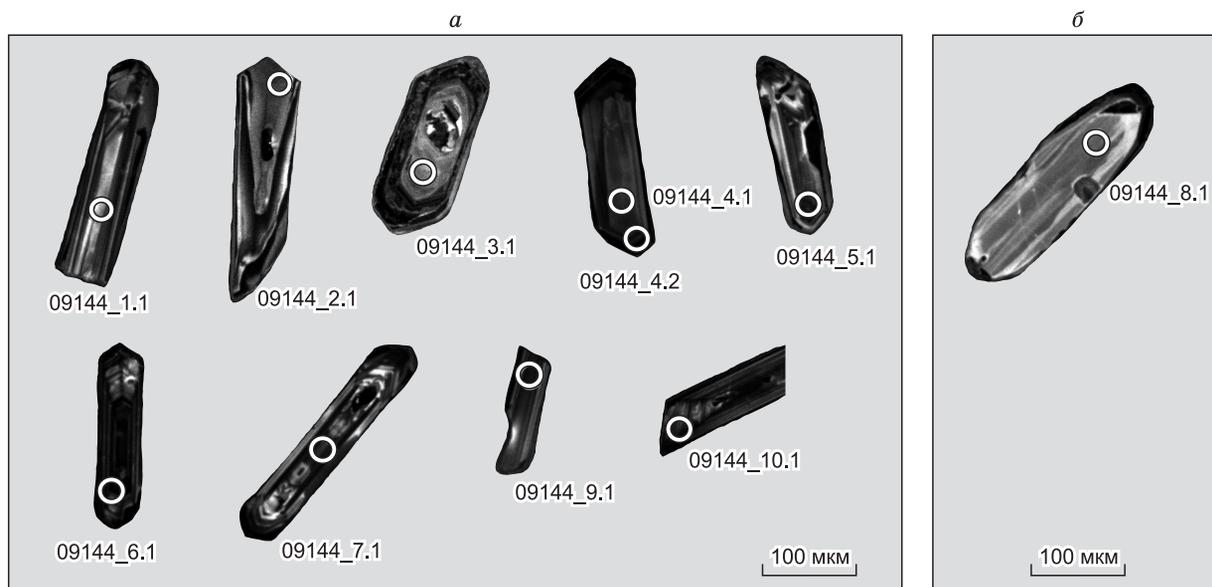


Рис. 3. Изображения кристаллов циркона, выполненные в режиме катодолуминесценции (а, б) и U-Pb диаграмма с конкордией (в) для цирконов из разгнейсованного гранита (пр. 09144) Безымянного КМЯ.

а — цирконы первого типа магматического происхождения, б — захваченный циркон второго типа.

логическими типами. К первому типу отнесены бесцветные или желтоватые, главным образом прозрачные, длиннопризматические, идиоморфные кристаллы циркона. Размер зерен циркона изменяется от 150 до 250 мкм, удлинение кристаллов варьируется от 1 : 2.5 до 1 : 5. На катодолуминесцентных изображениях зерен циркона наблюдается магматическая зональность (рис. 3, а). Циркон второго типа представлен прозрачными субидиоморфными кристаллами (рис. 3, б). Размер зерен циркона составляет 150—250 мкм, удлинение кристаллов — 1 : 2, 1 : 3.

Для 9 зерен циркона первого типа выполнено 10 измерений изотопного состава U и Pb. Результаты анализа представлены в табл. 1 и на рис. 3, в. В измеренных зернах отмечается большое варьирование концентраций урана и тория: 307—1391 и 102—2790 г/т соответственно. Отношения $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ изменяются в диапазоне от 0.10 до 2.14. На U-Pb диаграмме с конкордией (рис. 3, в) точки изотопного состава изученного циркона первого типа расположились кучно на конкордии, конкордантный возраст составил 165 ± 2 млн лет (СКВО = 0.59). Согласно с морфологическими особенностями циркона, свидетельствующими о его магматическом происхождении, полученная оценка возраста может быть проинтерпретирована как возраст кристаллизации цирконов и, соответственно, как возраст разгнейсованных гранитов.

Измерения изотопного состава U и Pb выполнены также в одном зерне циркона второго типа (09144_8.1). Для этого зерна отмечаются низкие содержания U (101 г/т) и Th (65 г/т). $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст этого зерна составил 1738 млн лет (см. табл. 1). Это зерно циркона классифицируется как захваченное.

Проба 09184 из катаклазированных гранитов, прорывающих габброиды, была отобрана на участке 2 (координаты $51^{\circ}07.010'$ с.ш., $109^{\circ}27.758'$ в.д.). Аксессуарный циркон, выделенный из этой пробы, представлен двумя морфологическими типами. К первому типу отнесены желтоватые, реже бесцветные,

Таблица 1. Результаты U-Pb анализа цирконов из разгнейсованного гранита Безымянного КМЯ (пр. 09144)

Образец, кристалл, кратер	$^{206}\text{Pb}_e$, %	U, Th		$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$, г/т	Изотопные отношения						Rho	Возраст, млн лет		D, %
		г/т	г/т			$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ (1)	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ (1)	$\pm\%$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}^*$ (1)	$\pm\%$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (1)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (1)	
09144_1.1	2.74	307	388	1.31	6.94	0.0534	16.0	0.1890	16.0	0.02561	2.0	0.123	163.0 ± 3.2	347 ± 360	113
09144_2.1	0.73	1027	105	0.11	23.60	0.0490	7.3	0.1790	7.4	0.02649	1.6	0.210	168.6 ± 2.6	149 ± 170	-12
09144_3.1	0.47	1049	102	0.10	23.70	0.0483	4.5	0.1743	4.8	0.02618	1.5	0.318	166.6 ± 2.5	114 ± 110	-32
09144_4.1	0.65	533	527	1.02	12.00	0.0465	6.2	0.1670	6.5	0.02598	1.8	0.272	165.4 ± 2.9	23 ± 150	-86
09144_4.2	0.82	1321	1765	1.38	29.00	0.0469	5.8	0.1637	6.0	0.02534	1.5	0.253	161.3 ± 2.4	41 ± 140	-74
09144_5.1	0.76	1345	2790	2.14	30.30	0.0464	5.1	0.1660	5.4	0.02598	1.5	0.281	165.3 ± 2.5	16 ± 120	-90
09144_6.1	0.19	1391	1723	1.28	31.50	0.0504	2.9	0.1831	3.3	0.02634	1.5	0.455	167.6 ± 2.4	214 ± 67	28
09144_7.1	0.30	704	932	1.37	16.00	0.0500	4.1	0.1821	4.4	0.02644	1.6	0.355	168.2 ± 2.6	193 ± 96	15
09144_8.1	0.32	101	65	0.66	27.40	0.1064	2.0	4.6100	2.6	0.31450	1.7	0.652	1763 ± 26	1738 ± 37	-1
09144_9.1	1.23	1223	1732	1.46	27.30	0.0509	6.9	0.1800	7.0	0.02563	1.5	0.208	163.1 ± 2.4	235 ± 160	44
09144_10.1	0.51	902	1558	1.79	19.70	0.0475	5.1	0.1661	5.3	0.02534	1.5	0.292	161.3 ± 2.5	76 ± 120	-53

Примечание. Погрешности приводятся на уровне 1σ. Pb_e и Pb* обозначают обыкновенный и радиогенный свинец соответственно. Ошибка в калибровке стандарта составляла 0.50 % (1σ). (1) — внесена поправка на обыкновенный свинец по измеренному ^{204}Pb . Rho — коэффициент корреляции ошибок определения изотопных отношений $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$. D — дискордантность.

прозрачные, длинно- и короткопризматические, идиоморфные кристаллы. Размер зерен циркона изменяется от 120 до 300 мкм, а удлинение кристаллов варьируется от 1 : 1.5 до 1 : 3.5. На катодоллюминесцентных изображениях зерен циркона наблюдается магматическая зональность, некоторые кристаллы обнаруживают зональность по люминесценции (центральные части с высокой люминесценцией и краевые с пониженной) (рис. 4, а). Цирконы второго типа представлены прозрачными, идиоморфными кристаллами короткопризматического габитуса, имеющими размеры зерен 150—300 мкм (см. рис. 4, б). На катодоллюминесцентных изображениях этих кристаллов отмечается магматическая зональность (см. рис. 4, б).

Двадцать два проанализированных зерна циркона относятся к первому типу. В двадцати одной точке из девятнадцати зерен концентрации урана и тория составляют 112—846 и 24—159 г/т соответственно. Концентрация Pb варьирует от 5 до 28 г/т. Три зерна (09184-17-18, 09184-24-25, 09184-26-27) обнаруживают в среднем более высокие содержания U (836—1158 г/т), Th (75—387 г/т) и Pb (30—39 г/т) (табл. 2). Для этих трех зерен отмечаются значения $(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}/^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} - 1) \cdot 100$ % более 10 % (см. табл. 2). Исключив эти три анализа из расчета, для девятнадцати цирконов (двадцать одна точка) рассчитан средневзвешенный $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ возраст, который составил 202 ± 2 млн лет (СКВО = 1.3) (см. рис. 4, в). Согласно с морфологическими особенностями циркона и его внутренним строением, свидетельствующими о магматическом происхождении, полученное значение возраста может быть проинтерпретировано как наиболее точная оценка возраста кристаллизации цирконов и, соответственно, как возраст катаклазированных гранитов.

U-Th-Pb геохронологические исследования проведены также для четырех зерен циркона второго типа. Три из них обнаруживают содержания U = 129—334, Th = 21—70, Pb = 5—12 г/т. Для одного зерна (09184-19-20) концентрации этих элементов являются существенно более высокими: U = 694, Th = 162, Pb = 29 г/т, а значение $(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}/^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} - 1) \cdot 100$ % составляет 12 %. Этот анализ был исключен из расчетов. Для трех цирконов рассчитан средневзвешенный $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ возраст, который составил 238 ± 2 млн лет (СКВО = 2.4) (см. рис. 4, в). Мы интерпретируем эти цирконы как захваченные, возможно из габброидов, которые прорываются изученными катаклазированными гранитами.

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНИТОВ И ИХ ПЕТРОГЕНЕЗИС

Позднетриасовые граниты с возрастом 202 млн лет характеризуются содержаниями SiO₂ = 70.8—74.0 мас. %, щелочей (Na₂O + K₂O) = 7.6—8.7 мас. % и Na₂O/K₂O = 0.59—0.84, а для среднеюрских гранитов, имеющих возраст 165 млн лет, фиксируются содержания SiO₂ = 72.4—72.8 мас. %, щелочей (Na₂O + K₂O) = 8.5—8.7 мас. %, также при превышении K₂O над Na₂O (Na₂O/K₂O = 0.63—0.69). На классификационной диаграмме (Na₂O + K₂O)—SiO₂ [Петрографический..., 2009] (не показана) фигуративные точки поздне-триасовых гранитов расположились в полях нормально-щелочных гранитов и умеренно-щелочных лейкогранитов, а точки составов среднеюрских гранитов в поле умеренно-щелочных гранитов. Согласно классификации Б.Р. Фрост с соавторами [Frost et al., 2001], проанализированные

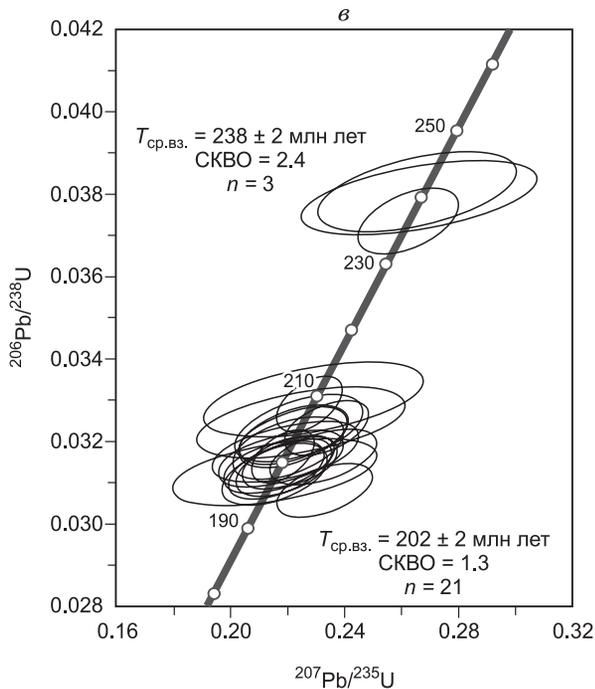
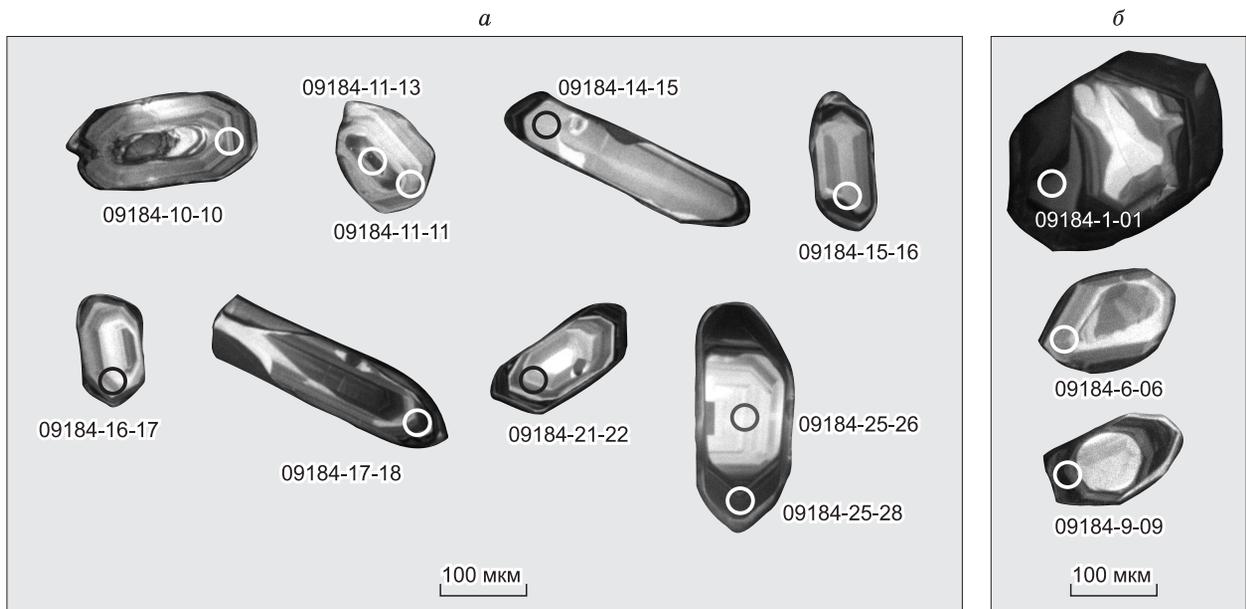


Рис. 4. Изображения кристаллов циркона, выполненные в режиме катодолуминесценции (а, б) и U-Pb диаграмма с конкордией (в) для цирконов из катаклазированного гранита (пр. 09184) Безымянного КМЯ.

а — цирконы первого типа магматического происхождения, б — захваченные цирконы второго типа.

граниты независимо от возраста представляют собой железистые, известково-щелочные, высокоглиноземистые породы (табл. 3).

Позднетриасовые и среднеюрские граниты обнаруживают отличия в содержаниях редких и редкоземельных элементов. Позднетриасовые граниты демонстрируют низкие содержания Nb (3—6 г/т), Ta (0.3—0.4 г/т), Y (8 г/т), умеренные Th (5—10 г/т), высокие Sr (410—453 г/т) и Ba (1456—1859 г/т). Породы характеризуются сильнофракционированными спектрами распределения редкоземельных элементов ($(La/Yb)_n = 18—34$) и отсутствием европиевой аномалии ($Eu/Eu^* = 0.90—0.99$) (рис. 5, а). На мультиэлементных спектрах гранитов обнаруживаются хорошо выраженные отрицательные аномалии Th-U, Nb-Ta, P, Ti, положительные аномалии Ba и Sr (см. рис. 5, б). Среднеюрские граниты характеризуются низкими содержаниями Nb (10—11 г/т), Y (9—12 г/т), умеренными содержаниями Sr (214—260 г/т), Ba (667—824 г/т) и повышенными содержаниями Th (20—21 г/т). Граниты обнаруживают фракционированные спектры распределения редкоземельных элементов ($(La/Yb)_n = 18—20$) и отрицательную европиевую аномалию ($Eu/Eu^* = 0.66—0.73$) (см. рис. 5, в). На мультиэлементных спектрах среднеюрских гранитов отмечаются отрицательные аномалии Ba, Nb-Ta, P, Ti и положительные аномалии Th-U (см. рис. 5, г).

Таблица 2. Результаты U-Pb анализа цирконов из катаклазированного гранита (пр. 09184)

Образец, кристалл, кратер	U	Th	Pb	Изотопные отношения						Возраст, млн лет ($\pm 1\sigma$)			$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$: $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}-1$, %
	г/г			$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
09184-1-01	129.21	27.24	5.09	0.03806	0.00064	0.26551	0.02285	0.05060	0.00438	241 \pm 4	239 \pm 18	223 \pm 163	-1
09184-2-02	541.43	68.65	17.08	0.03164	0.00042	0.21838	0.00708	0.05006	0.00162	201 \pm 3	201 \pm 6	198 \pm 51	0
09184-3-03	193.61	159.39	7.40	0.03212	0.00050	0.22192	0.01253	0.05011	0.00285	204 \pm 3	204 \pm 10	200 \pm 102	0
09184-4-04	441.50	89.71	14.15	0.03142	0.00044	0.21750	0.01314	0.05021	0.00304	199 \pm 3	200 \pm 11	205 \pm 113	1
09184-5-05	326.74	150.42	11.46	0.03213	0.00046	0.22237	0.01279	0.05020	0.00289	204 \pm 3	204 \pm 11	204 \pm 106	0
09184-6-06	333.79	21.35	12.24	0.03734	0.00053	0.26232	0.01158	0.05094	0.00225	236 \pm 3	237 \pm 9	238 \pm 76	0
09184-7-07	253.85	63.50	8.17	0.03131	0.00047	0.21613	0.01114	0.05005	0.00260	199 \pm 3	199 \pm 9	197 \pm 92	0
09184-8-08	234.14	57.62	7.66	0.03176	0.00050	0.21915	0.01694	0.05005	0.00389	202 \pm 3	201 \pm 14	197 \pm 145	0
09184-9-09	185.64	69.77	7.56	0.03792	0.00059	0.26629	0.02741	0.05093	0.00525	240 \pm 4	240 \pm 22	238 \pm 204	0
09184-10-10	344.28	87.37	11.71	0.03157	0.00044	0.21747	0.01486	0.04996	0.00348	200 \pm 3	200 \pm 12	193 \pm 159	0
09184-11-11	215.46	55.14	7.06	0.03174	0.00049	0.21934	0.01699	0.05011	0.00390	201 \pm 3	201 \pm 14	200 \pm 146	0
09184-12-12	225.25	23.59	7.23	0.03230	0.00055	0.22392	0.01489	0.05028	0.00338	205 \pm 3	205 \pm 12	208 \pm 120	0
09184-11-13	197.15	50.94	6.35	0.03120	0.00049	0.21544	0.01217	0.05007	0.00285	198 \pm 3	198 \pm 10	198 \pm 101	0
09184-13-14	159.37	42.12	5.26	0.03183	0.00050	0.22015	0.01290	0.05016	0.00296	202 \pm 3	202 \pm 11	202 \pm 105	0
09184-14-15	262.64	75.67	8.61	0.03157	0.00047	0.21728	0.01425	0.04991	0.00328	200 \pm 3	200 \pm 12	191 \pm 122	0
09184-15-16	409.25	70.75	12.93	0.03136	0.00045	0.21667	0.00963	0.05010	0.00223	199 \pm 3	199 \pm 8	200 \pm 76	0
09184-16-17	175.86	75.99	6.05	0.03125	0.00053	0.21537	0.02375	0.04997	0.00553	198 \pm 3	198 \pm 20	194 \pm 217	0
09184-17-18	835.84	386.92	29.55	0.03221	0.00043	0.28249	0.00920	0.06361	0.00206	204 \pm 3	253 \pm 7	729 \pm 46	24
09184-18-19	384.80	134.99	12.86	0.03153	0.00045	0.21769	0.00877	0.05007	0.00202	200 \pm 3	200 \pm 7	198 \pm 67	0
09184-19-20	693.52	162.20	28.93	0.03687	0.00050	0.29379	0.01243	0.05780	0.00257	233 \pm 3	262 \pm 10	522 \pm 100	12
09184-20-21	846.16	92.54	27.68	0.03291	0.00044	0.22765	0.00764	0.05016	0.00167	209 \pm 3	208 \pm 6	202 \pm 53	0
09184-21-22	576.90	69.89	18.70	0.03232	0.00044	0.23360	0.00983	0.05241	0.00220	205 \pm 3	213 \pm 8	303 \pm 71	4
09184-22-23	568.95	39.08	18.01	0.03163	0.00044	0.23258	0.01240	0.05331	0.00285	201 \pm 3	212 \pm 10	342 \pm 96	5
09184-23-24	590.82	100.50	18.54	0.03081	0.00043	0.23292	0.01098	0.05482	0.00259	196 \pm 3	213 \pm 9	405 \pm 81	9
09184-24-25	1089.85	298.37	36.24	0.03041	0.00043	0.26628	0.01067	0.06350	0.00270	193 \pm 3	240 \pm 9	725 \pm 92	24
09184-25-26	112.35	126.56	4.72	0.03302	0.00060	0.22910	0.02544	0.05032	0.00562	209 \pm 4	209 \pm 21	210 \pm 217	0
09184-26-27	1158.41	75.02	39.17	0.03047	0.00043	0.24099	0.01161	0.05736	0.00288	193 \pm 3	219 \pm 9	505 \pm 113	13
09184-25-28	142.40	146.01	5.78	0.03246	0.00056	0.22462	0.02414	0.05017	0.00542	206 \pm 3	206 \pm 20	203 \pm 210	0

Примечание. Погрешности приводятся на уровне 1σ . Обыкновенный свинец откорректирован по ^{208}Pb по методике [Andersen, 2002].

Выполненные Sm-Nd изотопные исследования показали отличия в изотопном составе позднетриасового и среднеюрского гранитов Безмянного КМЯ (табл. 4). Для позднетриасового гранита отмечается высокое отношение $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1766$, приближающееся к мантийному, и, соответственно, более высокое, чем величина этого отношения в континентальной коре. Таким образом, полученные для этого гранита величины Nd модельного возраста $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 3.0$ млрд лет и $T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st}) = 1.3$ млрд лет могут быть задревнены. Рассчитанное значение $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ для позднетриасового гранита составило -3.7 . Для среднеюрского гранита зафиксировано низкое значение отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.0739$ и более высокое по сравнению с позднетриасовым гранитом значение $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = 0.0$, величина $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 0.7$ млрд лет, а $T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st}) = 1.0$ млрд лет.

Точки составов проанализированных позднетриасовых гранитов на диаграммах Hf—Rb—Ta [Harris et al., 1986] и Ta—Yb [Pearce et al., 1984] попали в поля гранитов вулканических дуг (рис. 6, а, б). В пользу возможной надсубдукционной природы этих гранитов свидетельствуют и другие их геохимические характеристики. В частности, отмеченные выше очень низкие концентрации Nb и Ta и хорошо выраженная отрицательная Nb-Ta аномалия на мультиэлементных спектрах, высокие содержания Sr, Ba и положительные аномалии по Sr и Ba на спайдер-диаграммах (см. рис. 5, б) могут допускаться как унаследованные от магматических источников субдукционного происхождения [Туркина, 2014; Крук, 2015]. В пользу этого свидетельствует и приближающееся к мантийному отношение $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ в этих гранитах. По всей видимости, магматические породы основного состава потенциально могут рассматриваться как источник вещества субдукционного происхождения для позднетриасовых гранитов. Од-

Таблица 3.

Химический состав гранитов Безымянного КМЯ

Компонент	Среднеюрские граниты		Позднетриасовые граниты	
	09142	09144	09183	09184
SiO ₂ , мас.%	72.43	72.79	70.84	73.98
TiO ₂	0.18	0.20	0.38	0.13
Al ₂ O ₃	14.70	14.70	15.55	14.90
Fe ₂ O ₃	0.17	0.21	1.01	< 0.20
FeO	1.68	1.54	1.52	1.07
MnO	0.02	0.02	0.02	< 0.01
MgO	0.29	0.30	0.50	0.22
CaO	1.09	1.22	1.65	0.64
Na ₂ O	3.35	3.48	3.50	3.21
K ₂ O	5.36	5.05	4.15	5.48
P ₂ O ₅	0.07	0.07	0.12	0.04
H ₂ O ⁻	0.17	0.16	0.05	0.04
П.п.п.	0.27	0.28	0.99	0.36
CO ₂	< 0.06	< 0.06	< 0.06	0.14
Сумма	99.78	100.02	100.28	100.21
Co, г/т	2.4	3.8	3.8	2.2
Ni	9.4	37	45	12
Rb	215.59	159.39	120.31	140.55
Sr	259.67	214.10	410.20	453.10
Y	11.68	8.63	8.42	8.02
Zr	193.31	158.60	232.62	121.56
Nb	11.33	10.02	6.39	2.87
Ba	823.58	667.05	1455.91	1859.18
La	26.55	23.95	32.81	18.98
Ce	56.89	48.06	65.92	37.59
Pr	5.24	5.48	7.06	3.98
Nd	16.12	17.55	23.17	13.38
Sm	2.82	3.00	3.89	2.36
Eu	0.65	0.58	0.92	0.71
Gd	2.69	2.47	2.59	2.04
Tb	0.30	0.26	0.30	0.26
Dy	1.74	1.35	1.44	1.50
Ho	0.34	0.28	0.26	0.29
Er	1.01	0.79	0.65	0.72
Tm	0.16	0.12	0.10	0.11
Yb	0.98	0.79	0.62	0.68
Lu	0.17	0.12	0.09	0.10
Hf	5.30	4.29	5.76	3.49
Ta	1.10	0.99	0.29	0.36
Pb	32.83	22.18	24.99	26.37
Th	21.48	20.16	10.11	5.17
U	4.07	2.86	1.05	0.74
FeO [*] /(FeO [*] + MgO)	0.86	0.85	0.83	0.83
ASI	1.11	1.10	1.19	1.21
(La/Yb) _n	17.5	19.7	34.1	18.0
Eu/Eu [*]	0.73	0.66	0.90	0.99
(Th/Nb) _{pm}	15.90	16.87	13.28	15.10
(Th/La) _{pm}	6.54	6.80	2.49	2.20

Примечание. FeO^{*} = FeO + 0.8998 · Fe₂O₃; ASI(мол.) = Al₂O₃/(CaO - 1.67 · P₂O₅ + Na₂O + K₂O); Eu/Eu^{*} = Eu_n/√(Sm_n · Gd_n); n — значения нормализованы по составу хондрита [Wakita et al., 1970]; pm — значения нормализованы по составу примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989].

Таблица 4. Sm-Nd изотопные данные для позднеэриасовых и раннеюрских гранитов Безымянного КМЯ

Номер образца	Возраст, млн лет	Содержание, г/т		$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st})$
		Sm	Nd				млн лет	
Позднеэриасовый гранит								
09184	202	4.13	14.10	0.1766	0.512421 ± 8	-3.7	2987	1309
Среднеюрский гранит								
09144	165	2.75	22.50	0.0739	0.512507 ± 10	0.0	703	968

нако изотопно-геохимические характеристики позднеэриасовых гранитов, в том числе высокие содержания K_2O , умеренные Th, высокие значения отношений $\text{Th}/\text{Nb}_{\text{pm}}$, $\text{Th}/\text{La}_{\text{pm}}$, а также отрицательная величина $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ (см. табл. 3, 4; рис. 5, б), указывают на то, что в источнике гранитов должен присутствовать также материал континентальной коры. Данный вывод хорошо подтверждается положением фигуративных точек позднеэриасовых гранитов на диаграмме $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{MgO} + \text{FeO}^*) - \text{CaO}/(\text{MgO} + \text{FeO}^*)$ [Altherr et al., 2000], где они попадают в поле пород, образованных за счет плавления метаграувакковых источников (см. рис. 6, в). Таким образом, наиболее подходящим источником для позднеэриасовых гранитов принимается смешанный мантийно-коровый источник. Химический состав позднеэриасовых гранитов близок к составам позднепермских-эриасовых гранитоидов и вулканитов кислого состава нижних пластин Бутулийн-Нурского и Заганского КМЯ (рис. 7). Считается, что формирование пород этого возраста в Забайкалье и Северной Монголии имело место либо в обстановке активной континентальной окраины, связанной с процессом субдукции океанической плиты Монголо-Охотского океана

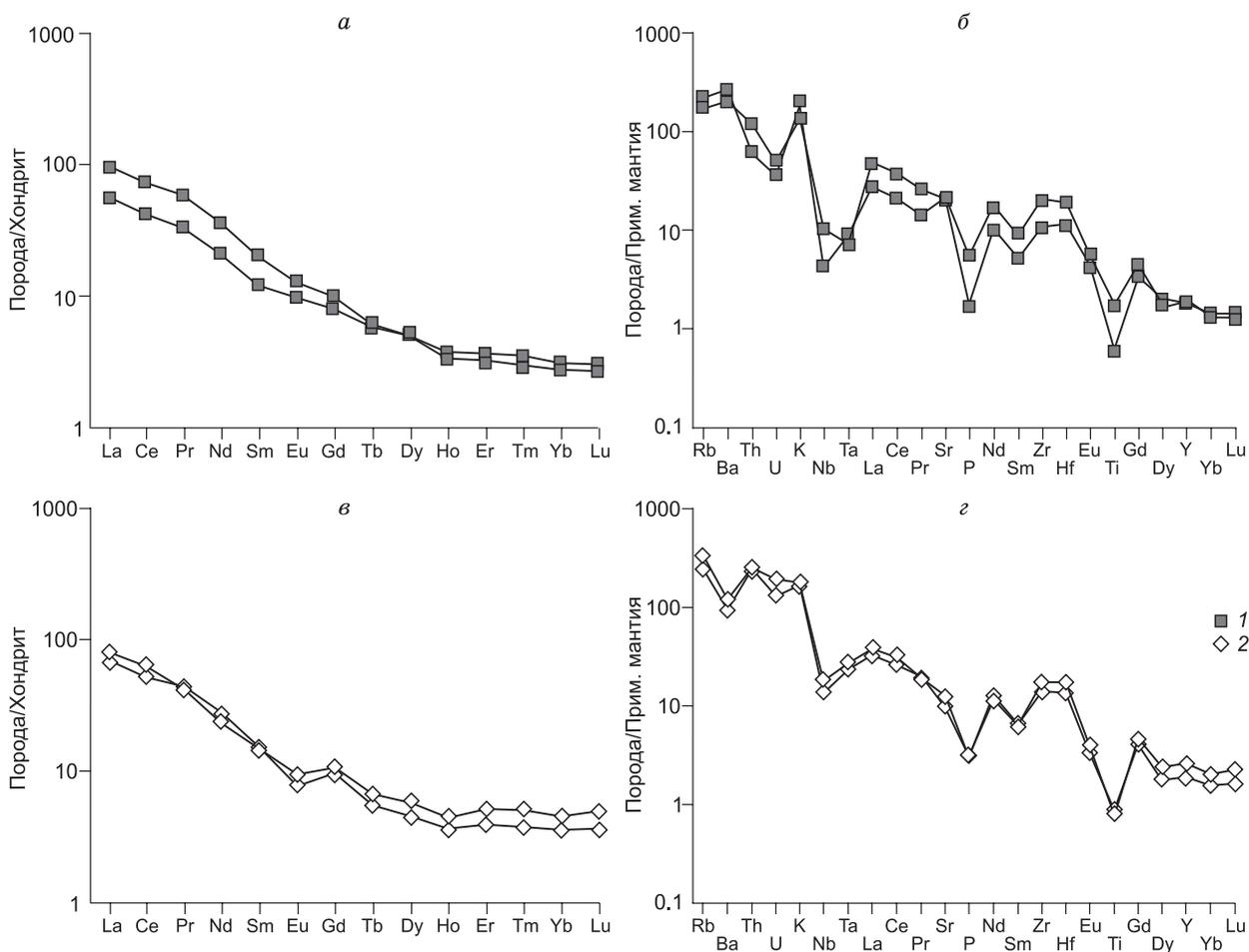


Рис. 5. Спектры распределения редкоземельных элементов (а, в), нормализованные к хондриту [Wakita et al., 1970], и мультиэлементные спектры (б, з), нормализованные к примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989], для гранитов Безымянного КМЯ.

1 — позднеэриасовые граниты; 2 — среднеюрские граниты.

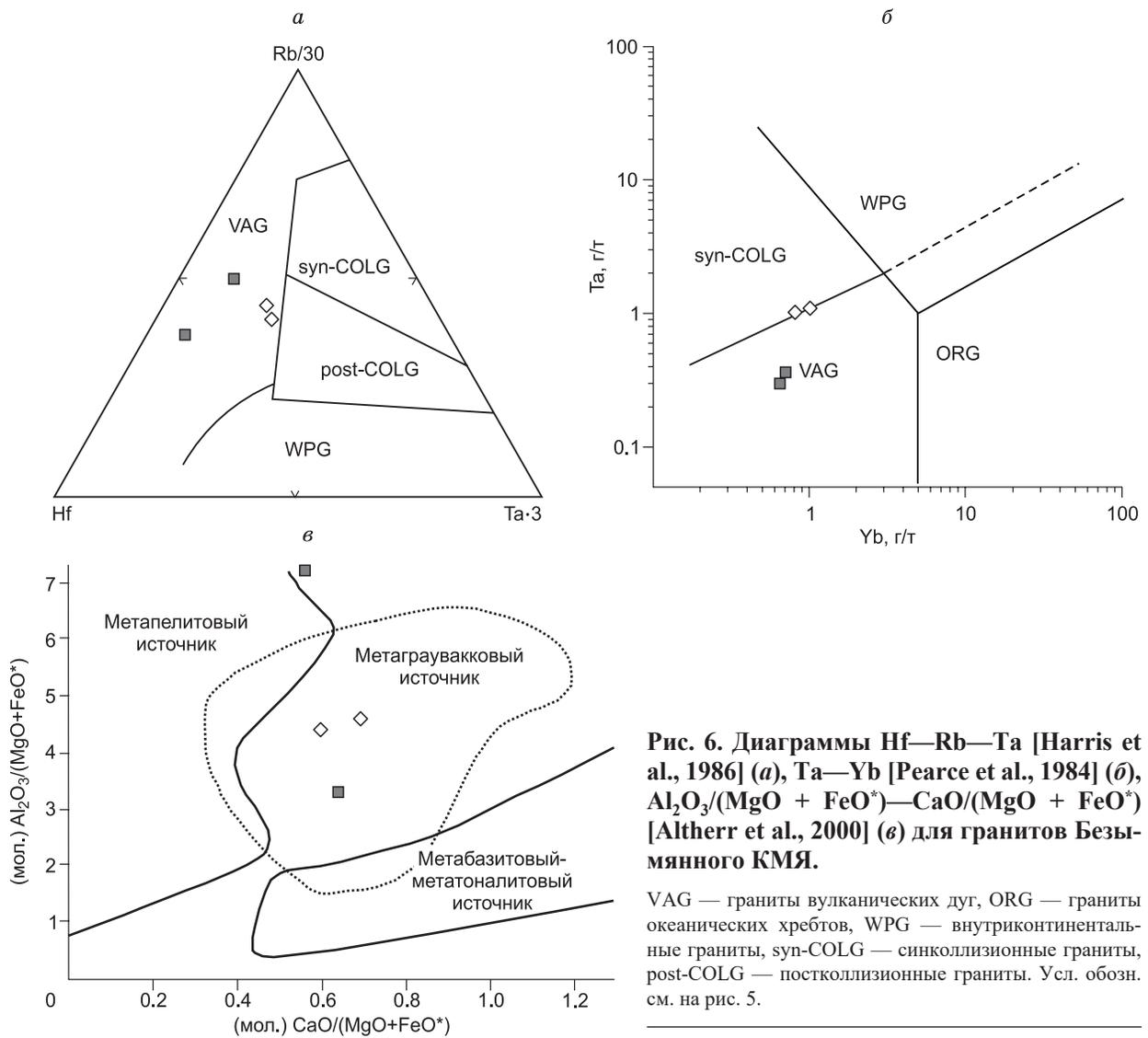
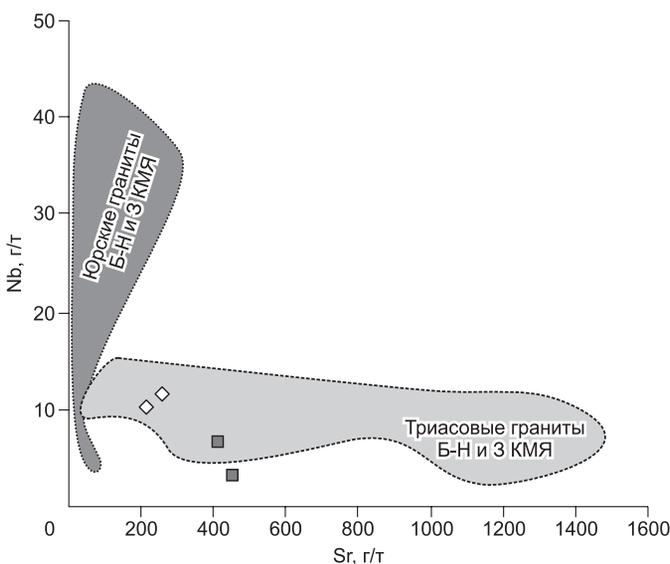


Рис. 6. Диаграммы Hf—Rb—Ta [Harris et al., 1986] (а), Ta—Yb [Pearce et al., 1984] (б), $Al_2O_3/(MgO + FeO^*)—CaO/(MgO + FeO^*)$ [Altherr et al., 2000] (в) для гранитов Безымянного КМЯ.

VAG — граниты вулканических дуг, ORG — граниты океанических хребтов, WPG — внутриконтинентальные граниты, syn-COLG — синколлизионные граниты, post-COLG — постколлизионные граниты. Усл. обозн. см. на рис. 5.

под Сибирский континент [Donskaya et al., 2013; Донская, Мазукабзов, 2014], либо в коллизионной обстановке после закрытия Монголо-Охотского океана [Maruyama et al., 1997; Парфенов и др., 1999; Sokolov et al., 2016]. Авторы статьи больше склоняются к первому варианту.



Точки составов среднеюрских гранитов на диаграммах Hf—Rb—Ta [Harris et al., 1986] и Ta—Yb [Pearce et al., 1984] попадают на границу полей коллизионных гранитов и гранитов вулканических дуг (см. рис. 6, а, б), что не позволяет однозначно расшифровать их источник. Отсутствие типоморфных минералов и лейкократовый состав среднеюрских гранитов также не дают возможности однозначно отнести их к I- или S-типу согласно классификации [Chappell, White, 1992]. По своим харак-

Рис. 7. Диаграмма Nb—Sr для гранитов Безымянного КМЯ.

Поля составов триасовых и юрских гранитов Бутулийно-Нурского (Б-Н) и Заганского (З) КМЯ показаны по [Донская, Мазукабзов, 2014]. Усл. обозн. см. на рис. 5.

теристикам исследованные граниты наиболее соответствуют гранитам переходного *I-S* типа [Liew et al., 1989], формирование которых допускается за счет плавления смешанных осадочно-вулканогенных или метаграувакковых источников, а также нижнекоровых ортогнейсовых источников. На диаграмме $Al_2O_3/(MgO + FeO^*)—CaO/(MgO + FeO^*)$ [Altherr et al., 2000] точки составов среднеюрских гранитов расположились в поле гранитоидов, сформированных в результате частичного плавления метаграувакк (см. рис. 6, в). Индикаторные геохимические характеристики гранитов, такие как высокие содержания Rb, Th, относительное обеднение Nb, отрицательная Eu аномалия на спектрах распределения РЗЭ (см. рис. 5, в, з) указывают на то, что они могли быть сформированы за счет плавления пород континентальной коры среднего—кислого состава. Среднеюрские граниты Безымянного КМЯ существенно отличаются по своему составу от юрских гранитов Бутулийн-Нурского и Заганского КМЯ, которые являются типичными представителями гранитов *A*-типа (см. рис. 7). Разнообразие составов близковозрастных гранитов в пределах Западного Забайкалья хорошо соотносится с предполагаемой авторами статьи на юрский период для данной территории геодинамической обстановкой, а именно сменой субдукционного режима на коллизионный, при которой возможно формирование гранитов разных типов [Donskaya et al., 2013; Донская, Мазукабзов, 2014].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Изученные поздне триасовые граниты, прорывающие габброиды в краевой части нижней пластины Безымянного КМЯ, не могут рассматриваться как непосредственно ассоциирующие с комплексами метаморфических ядер Забайкалья. Возраст и химический состав этих гранитов хорошо соотносится с другими триасовыми магматическими породами Забайкалья, образование которых, возможно, имело место в надсубдукционной обстановке и приурочено к развитию активной континентальной окраины Сибирского континента [Мазукабзов и др., 2010; Donskaya et al., 2013; Gladkochub et al., 2015]. Согласно альтернативной точки зрения [Maruyama et al., 1997; Парфенов и др., 1999; Sorokin et al., 2016], формирование триасовых магматических пород Забайкалья происходило уже в коллизионной обстановке после закрытия Монголо-Охотского океана в его западном и центральном сегментах. Однако в любом случае, поздне триасовая интрузия, потенциально предполагаемая как ассоциирующая с формированием КМЯ, оказалась существенно более древней по отношению к возрасту становления комплексов метаморфических ядер. Подобные результаты были получены также при оценке возраста тектонизированных и милонитизированных интрузий гранитов, отобранных в пределах зоны динамометаморфических образований Селенгинского (Улан-Удэнского) КМЯ [Wang et al., 2012]. Здесь небольшие жилы гранитов, визуально являющиеся «молодыми», поскольку они прорывают гранитоиды, слагающие основной объем нижней пластины Селенгинского (Улан-Удэнского) КМЯ, обнаружили возраст в диапазоне 310—263 млн лет [Wang et al., 2012]. Этот возраст оказался близким возрасту гранитоидов Ангаро-Витимского батолита, которые широко распространены в данном регионе [Ярмолюк и др., 1997; Цыганков и др., 2007, 2010; Ковач и др., 2012; Цыганков, 2014; Шаццлло и др., 2014]. В любом случае проанализированные небольшие жилы тектонизированных и милонитизированных интрузий гранитов, не могут соотноситься с образованием КМЯ Западного Забайкалья. Также не связаны с формированием КМЯ и граниты Заганской группы силлов северного обрамления Заганского КМЯ, для которых на основе геолого-структурных данных допускалась синкинематическая природа [Скляров и др., 1997; Донская и др., 2000]. Полученный U-Pb возраст по циркону для гранитов силла составил 241 ± 20 млн лет (неопубликованные авторские данные) и в пределах ошибки определения возраста совпал с возрастом гранитоидов нижней пластины Заганского КМЯ [Донская и др., 2014]. Таким образом, проведенные в последние годы исследования в пределах КМЯ Западного Забайкалья показали, что многие интрузии, которые на основе геологических данных во время проведения экспедиционных работ предполагались как синкинематические, на самом деле оказались более древними, и их внедрение не было связано с формированием КМЯ Забайкалья.

Согласно существующим представлениям, становление комплексов метаморфических ядер Забайкалья происходило в режиме растяжения, обусловленного коллапсом поздне мезозойского орогена, который, в свою очередь, возник в результате аккреционно-коллизионных событий, проявившихся в регионе после закрытия Монголо-Охотского океана [Скляров и др., 1997; Donskaya et al., 2008; Мазукабзов и др., 2011]. На основании опубликованных данных по времени закрытия Монголо-Охотского океана [Зоненшайн и др., 1990; Sengör, Natal'in, 1996; Maruyama et al., 1997; Парфенов и др., 1999; Yakubchuk, Edwards, 1999; Zorin, 1999; Kravchinsky et al., 2002; Cogné et al., 2005], а также по возрасту комплексов метаморфических ядер Восточной Азии, Т. Ванг с соавторами [Wang et al., 2012] предложили рассматривать докинематические интрузии, возможно, предшествовавшие формированию КМЯ Восточной Азии, с временного рубежа 170 млн лет. Представленные в настоящей работе среднеюрские разгнейсованные граниты Безымянного КМЯ по возрасту (165 ± 2 млн лет) и геологическому положе-

Таблица 5. **Возраст интрузивных пород, ассоциирующих с комплексами метаморфических ядер Западного Забайкалья**

Наименование КМЯ	Наименование массива, жилы	№ на рис. 1	Тип породы	Изотопная система (метод датирования)	Возраст, млн лет	Тектоническая позиция	Литературный источник	
Бутулийно-Нурский	Наушкинский массив	1	Сиенит с гнейсовидной структурой	U-Pb (TIMS)	178 ± 3	Докинематический	[Мазукабзов и др., 2006]	
Заганский	Покровка массив	2	Граносиенит с гнейсовидной структурой	»	160.7 ± 1.2	»	[Скляров и др., 1997]	
			Гранит с гнейсовидной структурой	»	153 ± 1	»	»	
	Верхне-Мангиртуйский массив	3	Щелочной гранит с гнейсовидной структурой	»	151.6 ± 0.7	»	[Donskaya et al., 2008]	
Безымянный	Небольшие тела в верхнем течении р. Зун-Талбага	4	Гранит с гнейсовидной структурой	U-Pb (SHRIMP)	165 ± 2	»	Данная работа	
Селенгинский (Улан-Удэнский)	Ошурковский массив	5	Лейкократовый гранит с гнейсовидной структурой	»	132.8 ± 0.7	Синкинематический	[Рипп и др., 2013]	
			»	»	129.5 ± 2.0	»	»	
			»	»	127 ± 2	»	»	
			Щелочно-полевошпатовый сиенит	U-Pb (LA-ICP-MS)	130 ± 1	»	[Wang et al., 2012]	
			»	U-Pb (SHRIMP)	128.6 ± 1.0	»	[Рипп и др., 2013]	
			Габбро	»	125.4 ± 2.0	Посткинематический	»	
			»	»	123.8 ± 3.9	»	»	
			Спессартит	Ar-Ar (амфибол)	122.3 ± 1.2	»	»	
			Керсантит	Ar-Ar (биотит)	117.5 ± 1.2	»	»	
			Пегматит	Ar-Ar (амфибол)	111.6 ± 1.0	»	»	
Малханский	Орешный массив	6	Гранит	Ar-Ar (биотит)	125.3 ± 1.1	»	[Загорский, Перетяжко, 2010]	
			Лейкократовый гранит	Ar-Ar (мусковит)	125.1 ± 1.1	»	»	
	Жила Октябрьская	7	Пегматит	»	»	127.3 ± 1.1	»	»
				Ar-Ar (лепидолит)	»	126.1 ± 1.1	»	»
				Ar-Ar (калиевый полевошпат)	»	123.8 ± 1.1	»	»

нию могут приниматься как предшествующие становлению этого комплекса метаморфического ядра. Помимо гранитов этой интрузии, несколько небольших массивов гранитоидов юрского возраста (178—152 млн лет) также пространственно ассоциируют с комплексами метаморфических ядер Западного Забайкалья (табл. 5). Внедрение этих гранитоидов происходило уже после широкомасштабного магматизма в этом регионе, связанного, вероятно, с эволюцией активной континентальной окраины Сибирского континента. Завершение обширного магматизма произошло в позднем триасе [Donskaya et al., 2013]. Отмеченные юрские гранитоиды внедрялись уже после закрытия Монголо-Охотского в его западной части, на фоне смены субдукционного режима на коллизионный [Донская, Мазукабзов, 2014]. Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что гранитоиды юрского возраста в Западном Забайкалье немногочисленны, поэтому, хотя они и могут классифицироваться как докинематические интрузии, предшествующие формированию комплексов метаморфических ядер [Wang et al., 2012], маловероятно, что их внедрение существенно повлияло на начало крупномасштабного растяжения на территории Западного Забайкалья. На основании $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования амфиболов из КМЯ Западного Забайкалья вре-

мя основной стадии растяжения в регионе можно оценить как ~134—132 млн лет [Donskaya et al., 2008; Мазукабзов и др., 2014]. К сожалению, в настоящее время среди всех комплексов метаморфических ядер Западного Забайкалья удалось дать оценку возраста интрузивных образований, которые можно рассматривать как синкинематические, только для лейкократовых гранитов и кварцевых сиенитов, приуроченных к периферии Ошурковского плутона, прорывающего породы нижней пластины Селенгинского КМЯ [Рипп и др., 2013]. Лейкократовые граниты обнаруживают директивные структуры, что позволяет рассматривать их как слабдеформированные образования. U-Pb возраст по циркону лейкократовых гранитов и кварцевых сиенитов варьируется от 133 до 128 млн лет [Рипп и др., 2013]. На катодолюминесцентных изображениях зерен этих цирконов отмечаются структуры изменения и перекристаллизации зерен, что может быть связано с их флюидной переработкой в зонах тектогенеза при тектоническом экспонировании пород нижних пластин к поверхности. Таким образом, все отмеченные выше факторы в совокупности позволяют рассматривать лейкократовые граниты и кварцевые сиениты Ошурковского плутона как синкинематические интрузии. Слагающие основной объем Ошурковского плутона разнообразные недеформированные габброиды с возрастом 126—124 млн лет [Рипп и др., 2013], ассоциирующие с ними сиениты, а также дайки карбонатитов, лампрофиров, гранитных пегматитов могут рассматриваться как посткинематические образования, внедрение которых происходило уже на стадии изостатического всплывания и формирования купольной структуры Селенгинского КМЯ. К группе посткинематических образований, ассоциирующих с КМЯ Западного Забайкалья, вероятно, относятся граниты и редкометалльные пегматиты Малханской гранитно-пегматитовой системы, пересекающие породы нижней пластины в южной части Малханского КМЯ, для которых получен $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст по слюдам и калиевому полевоому шпату, составляющий 128—124 млн лет [Загорский, Перетяжко, 2010; Гордиенко и др., 2012], а также небольшие интрузии гранитоидов Яблонового КМЯ ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст 125—124 млн лет) [Гордиенко и др., 2012].

Обобщив имеющиеся данные по позднемезозойским (юрским—меловым) гранитоидам Западного Забайкалья, можно сделать вывод о том, что они пользуются в этом регионе незначительным распространением (см. рис. 1). В то же время на территории Восточного Забайкалья и северо-восточной части Китая объемы юрского—мелового гранитоидного и ассоциирующего с ним магматизма несопоставимо более существенны (см. обзор в [Wang et al., 2015]). При этом разные геодинамические сценарии предлагаются для объяснения этого обширного позднемезозойского гранитоидного магматизма в данных регионах, часть подобных комплексов связывают с субдукционными обстановками, другие с обстановками внутриконтинентального постколлизийного растяжения [Wang et al., 2015]. Что касается поздне-мезозойских гранитоидов Западного Забайкалья, то все они формировались в обстановке внутриконтинентального растяжения [Donskaya et al., 2013; Донская, Мазукабзов, 2014]. Количество комплексов метаморфических ядер, сконцентрированное на небольшой территории Западного Забайкалья, превосходит количество КМЯ в любом другом регионе Восточной Азии, что нельзя сказать о масштабах ассоциирующего с ними гранитоидного магматизма [Wang et al., 2011, 2012]. Таким образом, не исключая того, что гранитоидный магматизм и формирование комплексов метаморфических ядер могут быть инициированы одним и тем же глобальным процессом (внутриконтинентальное растяжение), маловероятно, что именно внедрение гранитоидов стало причиной формирования КМЯ, так же как и то, что образование комплексов ядер продуцировало гранитоидный магматизм.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные результаты позволяют сделать следующие выводы.

1. U-Pb возраст катаклазированных гранитов, отобранных в краевой части Безымянного КМЯ вблизи детачмента, составил 202 ± 2 млн лет. Оценка возраста разгнейсованных гранитов, прорывающих породы нижней пластины в центральной части Безымянного КМЯ, показала, что они имеют возраст 165 ± 2 млн лет.

2. Геохимические характеристики поздне триасовых гранитов с возрастом 202 млн лет свидетельствуют в пользу их возможной надсубдукционной природы. Для этих пород отмечаются низкие концентрации Nb и Ta и хорошо выраженная отрицательная Nb-Ta аномалия на мультиэлементных спектрах, а также высокие содержания Sr, Ba и положительные аномалии по Sr и Ba на спайдер-диаграммах, вероятно, унаследованные от магматических источников субдукционного происхождения. Поздне триасовые граниты характеризуются отрицательными значениями $\varepsilon_{\text{Nd}}(T) = -3.7$. Подобный изотопный состав гранитов, а также высокие содержания в них K_2O и умеренные Th, высокие значения отношений несовместимых элементов $\text{Th}/\text{Nb}_{\text{pm}}$, $\text{Th}/\text{La}_{\text{pm}}$ указывают на то, что в источнике гранитов должен присутствовать материал континентальной коры. Поэтому для поздне триасовых гранитов принимается смешанный мантийно-коровый источник. Предполагается, что формирование исследованных гранитов, так же как и других триасовых магматических пород Забайкалья, имело место в надсубдукционной обстановке и приурочено к развитию активной континентальной окраины Сибирского континента.

3. Химический состав среднеюрских гранитов с возрастом 165 млн лет наиболее соответствуют гранитам переходного *I-S* типа. Среднеюрские граниты обнаруживают значение $\epsilon_{Nd}(T) = 0$. Индикаторные геохимические характеристики этих гранитов, а именно высокие содержания K_2O , Rb, Th, относительное обеднение Nb, отрицательная Eu аномалия на спектрах распределения РЗЭ свидетельствуют в пользу корового источника среднего—кислого состава. Допускается, что исследованные среднеюрские граниты Безымянного КМЯ, так же как и другие небольшие массивы гранитоидов юрского возраста, пространственно ассоциирующие с комплексами метаморфических ядер Западного Забайкалья, внедрились после закрытия Монголо-Охотского океана в его западной части на фоне смены субдукционного режима на коллизионный.

4. Исследованные поздне триасовые граниты Безымянного КМЯ не могут рассматриваться как ассоциирующие с комплексами метаморфических ядер Забайкалья, так как их внедрение было связано с процессом субдукции океанической плиты Монголо-Охотского океана под Сибирский континент. Среднеюрские граниты Безымянного КМЯ в совокупности с другими небольшими массивами гранитоидов юрского возраста могут классифицироваться как докинематические интрузии, предшествующие формированию комплексов метаморфических ядер Западного Забайкалья, однако маловероятно, что их внедрение стало причиной крупномасштабного растяжения на территории Забайкалья.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 13-05-00557).

ЛИТЕРАТУРА

Беличенко В.Г., Гелетий Н.К., Бараш И.Г. Баргузинский микроконтинент (Байкальская горная область): к проблеме выделения // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (10), с. 1045—1055.

Волкова Н.И., Скляров Е.В. Высокобарические комплексы Центрально-Азиатского складчатого пояса: геологическая позиция, геохимия и геодинамические следствия // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 109—119.

Геологическая карта юга Восточной Сибири и северной части МНР. М-б 1:1 500 000 / Ред. А.Л. Яншин. М., Мингео СССР, 1983.

Геологическая карта Читинской области. М-б 1:500 000 / Ред. И.Г. Рутштейн. М., МПГИТ, 1992.

Гладкочуб Д.П., Станевич А.М., Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Писаревский С.А., Николь Г., Мотова З.Л., Корнилова Т.А. Ранние этапы развития Палеоазиатского океана: данные по LA-ICP-MS датированию детритовых цирконов из позднедокембрийских толщ южного фланга Сибирского кратона // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (10), с. 1472—1490.

Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Руженцев С.В., Минина О.Р., Климук В.С., Ветлужских Л.И., Некрасов Г.Е., Ласточкин Н.И., Ситникова В.С., Метелкин Д.В., Гонегер Т.А., Лепехина Е.Н. История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора Палеоазиатского океана в позднем рифее—палеозое // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (5), с. 589—614.

Гордиенко И.В., Антонов А.Ю., Медведев А.Я., Орсов Д.А., Ветлужских Л.И., Бадмацыренова Р.А., Климук В.С., Елбаев А.Л., Гороховский Д.В. Новые данные по магматизму и геологическому строению Центрального Забайкалья // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 10. Иркутск, Институт земной коры СО РАН, 2012, т. 1, с. 60—62.

Донская Т.В., Мазукабзов А.М. Геохимия и возраст пород нижних пластин Бутулийн-Нурского и Заганского комплексов метаморфических ядер (Северная Монголия — Западное Забайкалье) // Геодинамика и тектонофизика, 2014, т. 5, № 3, с. 683—701.

Донская Т.В., Скляров Е.В., Мазукабзов А.М. Синкинематические интрузии обрамления Заганского комплекса метаморфического ядра (Юго-Западное Забайкалье): геохимия и петрогенезис // Геология и геофизика, 2000, т. 41 (10), с. 1369—1378.

Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Скляров Е.В., Лепехина Е.Н., Ванг Т., Зенг Л., Гуо Л. О непрерывности магматизма позднего палеозоя—раннего мезозоя в Западном Забайкалье // Докл. РАН, 2014, т. 458, № 3, с. 306—312.

Загорский В.Е., Перетяжко И.С. Первые результаты $^{40}Ar/^{39}Ar$ -датирования Малханской гранитно-пегматитовой системы: геодинамические следствия // Докл. РАН, 2010, т. 430, № 5, с. 658—661.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. В 2 кн. М., Недра, 1990, кн. 2, 334 с.

Зорин Ю.А., Скляров Е.В., Мазукабзов А.М., Беличенко В.Г. Комплексы метаморфических ядер и раннемеловой рифтогенез в Забайкалье // Геология и геофизика, 1997, т. 38 (10), с. 1574—1583.

Иванов В.Г., Ярмолюк В.В., Смирнов В.Н. Новые данные о возрасте проявления вулканизма в Западно-Забайкальской позднемезозойской-кайнозойской вулканической области // Докл. РАН, 1995, т. 345, № 5, с. 648—652.

Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Рыцк Е.Ю., Ярмолюк В.В., Котов А.Б., Анисимова И.В., Яковлева С.З., Федосеенко А.М., Плоткина Ю.В. Длительность формирования Ангаро-Витимского батолита: результаты геохронологических U-Pb исследований // Докл. РАН, 2012, т. 444, № 2, с. 184—189.

Крук Н.Н. Континентальная кора Горного Алтая: этапы формирования и эволюции, индикаторная роль гранитоидов // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (8), с. 1403—1423.

Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Скляров Е.В., Пономарчук В.А., Сальникова Е.Б. Структура и возраст комплекса метаморфического ядра Бургутуйского хребта (Юго-Западное Забайкалье) // Докл. РАН, 2006, т. 406, № 6, с. 788—792.

Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Падерин И.П. Геодинамика Западно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса в позднем палеозое // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (5), с. 615—628.

Мазукабзов А.М., Скляров Е.В., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Федоровский В.С. Комплексы метаморфических ядер Забайкалья: обзор // Геодинамика и тектонофизика, 2011, т. 2, № 2, с. 95—125.

Мазукабзов А.М., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Скляров Е.В., Иванов А.В., Ванг Т., Зенг Л. Структура северо-западного фланга Селенгинского комплекса метаморфического ядра (Западное Забайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 12. Иркутск, Институт земной коры СО РАН, 2014, с. 199—200.

Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртоого О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология, 1999, № 5, с. 24—43.

Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования / Под ред. О.А. Богатинова, О.В. Петрова, А.Ф. Морозова. СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 2009, 200 с.

Рипп Г.С., Избрин И.А., Дорошкевич А.Г., Ласточкин Е.И., Рампилов М.О., Сергеев С.А., Травин А.В., Посохов В.Ф. Хронология формирования пород габбро-сиенит-гранитной серии Ошурковского плутона, Западное Забайкалье // Петрология, 2013, т. 21, № 4, с. 414—432.

Сизых В.И. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Западно-Забайкальская. Лист М-49-VIII. Объяснительная записка. М., Недра, 1966, 65 с.

Скляров Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И. Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск, Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1997, 182 с.

Туркина О.М. Лекции по геохимии магматического и метаморфического процессов. Новосибирск, РИЦ НГУ, 2014, 120 с.

Цыганков А.А. Позднепалеозойские гранитоиды Западного Забайкалья: последовательность формирования, источники магм, геодинамика // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (2), с. 197—227.

Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Посохов В.Ф., Цыренов Б.Ц., Хромов А.А., Сергеев С.А. Источники магм и этапы становления позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 156—180.

Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М., Рейков М., Лю Д.И., Ларионов А.Н., Пресняков С.Л., Лепехина Е.Н., Сергеев С.А. Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (9), с. 1249—1276.

Шаццлло А.В., Федюкин И.В., Паверман В.И. Палеомагнетизм позднепалеозойских гранитов Ангаро-Витимского батолита и вмещающих пород Байкало-Патомской складчатой области: тектонические следствия // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (7), с. 1093—1111.

Ярмолюк В.В., Будников С.В., Коваленко В.И., Антипин В.С., Горегляд А.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Козаков И.А., Ковач В.П., Яковлева З.С., Бережная Н.Г. Геохронология и геодинамическая позиция Ангаро-Витимского батолита // Петрология, 1997, т. 5, № 5, с. 451—466.

Altherr R., Holl A., Hegner E., Langer C., Kreuzer H. High-potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany) // Lithos, 2000, v. 50, p. 51—73.

Andersen T. Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report ^{204}Pb // Chem. Geol., 2002, v. 192, p. 59—79.

Anderson J.L., Barth A.P., Young E.D. Mid-crustal Cretaceous roots of Cordilleran metamorphic core complexes // Geology, 1988, v. 16, p. 366—369.

Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Aleinikoff J.N., Davis D.W., Korsch R.J., Foudoulis C. TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U—Pb geochronology // Chem. Geol., 2003, v. 200, p. 155—170.

Chappell B.W., White A.J.R. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt // Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci., 1992, v. 83, p. 1—26.

Cogné J.P., Kravchinsky V.A., Halim N., Hankard F. Late Jurassic — Early Cretaceous closure of the Mongol-Okhotsk Ocean demonstrated by new Mesozoic palaeomagnetic results from the Trans-Baikal area (SE Siberia) // *Geophys. J. Int.*, 2005, v. 63, p. 813—832.

Daoudene Y., Gapais D., Ledru P., Cocherie A., Hocquet S., Donskaya T.V. The Ereendavaa Range (north-eastern Mongolia): an additional argument for Mesozoic extension throughout eastern Asia // *Int. J. Earth Sci.*, 2009, v. 98, p. 1381—1393.

Daoudene Y., Ruffet G., Cocherie A., Ledru P., Gapais D. Timing of exhumation of the Ereendavaa metamorphic core complex (north-eastern Mongolia)—U—Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ constraints // *J. Asian Earth Sci.*, 2013, v. 62, p. 98—116.

Donskaya T.V., Windley B.F., Mazukabzov A.M., Kröner A., Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Ponomarchuk V.A., Badarch G., Reichow M., Hegner E. Age and evolution of late Mesozoic metamorphic core complexes in southern Siberia and northern Mongolia // *J. Geol. Soc. London*, 2008, v. 165, p. 405—421.

Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Ivanov A.V. Late Paleozoic — Mesozoic subduction-related magmatism at the southern margin of the Siberian continent and the 150 million-year history of the Mongol-Okhotsk Ocean // *J. Asian Earth Sci.*, 2013, v. 62, p. 79—97.

Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification for granitic rocks // *J. Petrol.*, 2001, v. 42, p. 2033—2048.

Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Mazukabzov A.M. Palaeozoic – Mesozoic geology and tectonics of the western Transbaikalian segment of the Central Asian Orogenic Belt / Ed. A. Kröner // *The Central Asian Orogenic Belt: geology, evolution, tectonics, and models*. Stuttgart, Bortraeger Science Publishers, 2015, p. 154—183.

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, v. 87, p. 249—265.

Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism // *Geol. Soc., London, Spec. Publ.*, 1986, v. 19, p. 67—81.

Hill E.J., Baldwin S.L., Lister G.S. Magmatism as an essential driving force for formation of active metamorphic core complexes in eastern Papua New Guinea // *J. Geophys. Res.*, 1995, v. 100, p. 10441—10451.

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

Kravchinsky V.A., Cogné J.P., Harbert W.P., Kuzmin M.I. Evolution of the Mongol-Okhotsk Ocean as constrained by new palaeomagnetic data from the Mongol-Okhotsk suture zone, Siberia // *Geophys. J. Int.*, 2002, v. 148, p. 34—57.

Liew T.C., Finger F., Höck V. The Moldanubian granitoid plutons of Austria: Chemical and isotopic studies bearing on their environmental setting // *Chem. Geol.*, 1989, v. 76, p. 41—55.

Lister G.S., Baldwin S.L. Plutonism and origin of metamorphic core complexes // *Geology*, 1993, v. 21, p. 607—610.

Ludwig K.R. User's manual for Isoplot/Ex, Version 2.10. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley, Berkeley Geochronology Center, Spec. Publ. 1a, 1999.

Ludwig K.R. SQUID 1.00: a user's manual. Berkeley, Berkeley Geochronology Center, Spec. Publ. 2, 2000.

Ludwig K.R. ISOPLOT 3.0: A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley, Berkeley Geochronology Center, Spec. Publ. 4, 2003.

Maruyama S., Isozaki Y., Kimura G., Terabayashi M. Paleogeographic maps of the Japanese Islands: Plate tectonic synthesis from 750 Ma to the present // *The Island Arc*, 1997, v. 6, p. 121—142.

Panteeva S.V., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Markova V.V., Sandimirova G.P. Determination of 24 trace elements in felsic rocks by inductively coupled plasma mass spectrometry after lithium metaborate fusion // *Spectrochim. Acta Part B: At. Spectrosc.*, 2003, v. 58, p. 341—350.

Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *J. Petrol.*, 1984, v. 25, p. 956—983.

Pin C., Zalduogui J.F.S. Sequential separation of light rare-earth elements, thorium and uranium by miniaturized extraction chromatography: Application to isotopic analyses of silicate rocks // *Analyt. Chim. Acta*, 1997, v. 339, p. 79—89.

Sengör A.M.C., Natal'in B.A. Palaeotectonics of Asia: Fragments of a synthesis // *The tectonic evolution of Asia* / Eds. A. Yin, T.M. Harrison. Cambridge, Cambridge University Press, 1996, p. 486—640.

Sorokin A.A., Kotov A.B., Kudryashov N.M., Kovach V.P. Early Mesozoic granitoid and rhyolite magmatism of the Bureya Terrane of the Central Asian Orogenic Belt: Age and geodynamic setting // *Lithos*, 2016, v. 261, p. 181—194.

Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. *Magmatism in the oceanic basins* // *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 1989, v. 42, p. 313—345.

Wakita H., Schmitt R.A., Rey P. Elemental abundances of major, minor and trace elements in Apollo 11 lunar rocks, soil and core samples // *Proceedings of the Apollo 11 Lunar Science Conference, 1970*, v. 2, p. 1685—1717.

Wang T., Zheng Y., Zhang J., Zeng L., Donskaya T., Guo L., Li J. Pattern and kinematic polarity of late Mesozoic extension in continental NE Asia: perspectives from metamorphic core complexes // *Tectonics*, 2011, v. 30, TC6007.

Wang T., Guo L., Zheng Y., Donskaya T., Gladkochub D., Zeng L., Li J., Wang Y., Mazukabzov A. Timing and processes of late Mesozoic mid-lower-crustal extension in continental NE Asia and implications for the tectonic setting of the destruction of the North China Craton: Mainly constrained by zircon U-Pb ages from metamorphic core complexes // *Lithos*, 2012, v. 154, p. 315—345.

Wang T., Guo L., Zhang L., Yang Q., Zhang J., Tong Y., Ye K. Timing and evolution of Jurassic—Cretaceous granitoid magmatisms in the Mongol—Okhotsk belt and adjacent areas, NE Asia: Implications for transition from contractional crustal thickening to extensional thinning and geodynamic settings // *J. Asian Earth Sci.*, 2015, v. 97, p. 365—392.

Wiedenbeck M., Alle P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., von Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analysis // *Geostand. Newslett.*, 1995, v. 19, p. 1—3.

Williams I.S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe / Eds M.A. McKibben, W.C. Shanks III, W.I. Ridley // *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes* // *Rev. Econ. Geol.*, 1998, v. 7, p. 1—35.

Yakubchuk A.S., Edwards A.C. Auriferous Palaeozoic accretionary terranes within the Mongol-Okhotsk suture zone, Russian Far East // *Proceedings Pacrim '99* / Ed. G. Weber. Australasian Institute of Mining and Metallurgy, Publications Series, 1999, v. 4/99, p. 347—358.

Zorin Yu.A. Geodynamics of the western part of the Mongolia—Okhotsk collisional belt, Trans-Baikal region (Russia) and Mongolia // *Tectonophysics*, 1999, v. 306, p. 33—56.

*Рекомендована к печати 29 января 2016 г.
А.Э. Изухом*

*Поступила в редакцию
24 августа 2015 г.*