УДК 551.7.03

ДВА ЭТАПА НЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА В ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ БУРЕИНСКОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО МАССИВА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА А.А. Сорокин¹, Р.О. Овчинников¹, Н.М. Кудряшов², А.Б. Котов³, В.П. Ковач³

¹Институт геологии и природопользования ДВО РАН, 675000, Благовещенск, пер. Рёлочный, 1, Россия ²Геологический институт КНЦ РАН, 184200, Апатиты, Мурманской обл., ул. Ферсмана, 14, Россия ³Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 199034, Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2, Россия

В результате проведенных U-Pb геохронологических исследований в истории геологического развития Буреинского континентального массива восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса выделены по крайней мере два этапа проявления неопротерозойского магматизма — 940—933 и 804—789 млн лет. С первым этапом (940—933 млн лет) связано формирование протолитов метагабброидов и амфибол-биотитовых гнейсогранитов бассейна р. Бурея. Геохимические особенности этих пород свидетельствуют, что наиболее вероятной геодинамической обстановкой их образования является обстановка островной дуги на континентальном основании или активной континентальной окраины. Ко второму этапу (804—789 млн лет) относится формирование биотитовых лейкогранитов и гастингсит-лепидомелановых гранитов (граниты *А*-типа) бассейна р. Чепкан. Последние по геохимическим особенностям близки к внутриплитным гранитоидам. Выделенные этапы магматизма являются одними из самых древних для континентальных массивов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. Не исключено, что они связаны с этапами формирования и распада суперконтинента Родиния.

Центрально-Азиатский складчатый пояс, неопротерозой, граниты, Родиния

TWO STAGES OF NEOPROTEROZOIC MAGMATISM IN THE EVOLUTION OF THE BUREYA CONTINENTAL MASSIF OF THE CENTRAL ASIAN FOLD BELT

A.A. Sorokin, R.O. Ovchinnikov, N.M. Kudryashov, A.B. Kotov, and V.P. Kovach

U–Pb geochronological studies have shown at least two stages of Neoproterozoic magmatism, 940–933 and 804–789 Ma, throughout the geologic evolution of the Bureya continental massif in the east of the Central Asian Fold Belt. The first stage (940–933 Ma) was marked by the formation of the protoliths of metagabbroids and amphibole–biotite gneiss–granites of the Bureya River basin. The geochemical features of these rocks suggest that they formed, most probably, in an island-arc setting on the continental basement or on an active continental margin. The second stage (804–789 Ma) of magmatism was manifested as the formation of biotite leucogranites and hastingsite–lepidomelane granites (*A*-type granites) in the Chepkan River basin. The latter rocks are similar in geochemical features to within-plate granitoids. The established stages of magmatism are the most ancient for the continental massifs in the east of the Central Asian Fold Belt. It is not ruled out that these magmatism stages were related to the stages of formation and breakup of the Rodinia supercontinent.

Central Asian Fold Belt, Neoproterozoic, granites, Rodinia

введение

Выделение возрастных рубежей проявления магматизма в истории геологического развития континентальных массивов Центрально-Азиатского складчатого пояса является необходимым условием для разработки интегрированной геодинамической модели формирования этого крупнейшего подвижного пояса Земли. При этом особое значение имеет реконструкция наиболее ранних геологических процессов.

К наиболее древним (архейским или палеопротерозойским) комплексам континентальных массивов рассматриваемого пояса традиционно относятся разнообразные по составу метаосадочные и метавулканические породы, степень метаморфизма которых достигает высокотемпературной амфиболитовой, редко гранулитовой, фации. Применительно к континентальным массивам восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса в результате целенаправленных геохронологических и Sm-Nd изотопно-геохимических исследований показано, что эти метаморфические комплексы имеют более молодой возраст. Так, установлено, что протолиты метаморфических пород, которые объединяют в раз-

© А.А. Сорокин[⊠], Р.О. Овчинников, Н.М. Кудряшов, А.Б. Котов, В.П. Ковач, 2017

[™]e-mail: sorokin@ascnet.ru

DOI: 10.15372/GiG20171003

личные серии (гонжинская, сингхуадукоу, мендулихе, мохе) и обычно относят к раннедокембрийскому «основанию» Аргунского континентального массива, имеют палеозойский или неопротерозойский возраст [Котов и др., 2009в, 2013; Zhou et al., 2011; Сальникова и др., 2012; Zhou, Wilde, 2013], а возраст наиболее древних магматических пород этого массива не превышает 930—800 млн лет [Wu et al., 2011; Tang et al., 2013]. Протолиты метаморфических пород машанской, хэйлунцзянской, хутоуской и иманской серий Цзямуси-Ханкайского континентального массива имеют неопротерозойский возраст [Ханчук и др., 2010; Zhou, Wilde, 2013]. В разрезе амурской серии этого массива «совмещены» породы палеозойского и раннемезозойского возрастов, источниками которых послужили неопротерозойские магматические породы, а также магматические породы раннепалеозойского, позднепалеозойского и раннемезозойского и раннемезо-зойского возрастов, было связано с процессами переработки нео- и мезопротерозойской континентальной коры [Котов и др., 2009а,6; Сальникова и др., 2013].

Полученные к настоящему времени данные позволили предложить различные тектонические сценарии эволюции восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (например [Zhou et al., 2010, 2011; Tang et al., 2013; Zhou, Wilde, 2013; Wilde, 2015]). В то же время эти сценарии остаются неполными без решения вопроса о происхождении Буреинского континентального массива, который относится к числу наиболее крупных континентальных массивов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса и является составной частью Буреинско-Цзямусинского супертеррейна (рис. 1)



Рис. 1. Геологическая схема северной части Буреинского континентального массива и детальных участков (в верхнем течении р. Бурея). Составлена по [Васильева, 1960] с изменениями авторов.

1 — нерасчлененные метаморфические комплексы архейского и палеопротерозойского возрастов; 2 — палеопротерозойские слюдистые, часто углеродистые сланцы с пластами кварцитов и мраморов нятыгранской свиты; 3 — палеопротерозойские метаморфизованные габбро, габбро-диориты нятыгранского комплекса; 4 — раннепротерозойские гнейсовидные кварцевые диориты, гранодиориты и гнейсограниты нятыгранского комплекса; 5 — раннепалеозойские гранитоиды; 6 — позднепалеозойские гранитоиды тырмо-буреинского комплекса; 7 — раннемезозойские гранитоиды алтахтинского комплекса; 8 — раннемезозойские кислые вулканические породы таловского комплекса; 9 — главные разломы; 10 — места отбора образцов для геохронологических исследований и их номера. На врезке показано положение исследуемых объектов в структуре восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (тектоническая основа, по [Парфенов и др., 2003]) с изменениями авторов): 11 — супертеррейны: АР — Аргунский, БЦ — Буреинско-Цзямусинский (БЦ(Б) — Буреинский террейн (континентальный массив)); 12 — палеозойское-раннемезозойские складчатые пояса (ЮМ — Южно-Монгольский, СЛ — Солонкерский, ВД — Вундурмиао, МО — Монголо-Охотский); 13 — позднеюрско-раннемеловые орогенные пояса; 14 — район исследования.

[Парфенов и др., 2003; и др.]. В свою очередь, решение этого вопроса невозможно без определения возраста и реконструкции геодинамических обстановок формирования наиболее древних магматических комплексов, принимающих участие в его геологическом строении. К таким комплексам относится нятыгранский магматический комплекс, возраст и природа которого обсуждаются в настоящей статье.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ БУРЕИНСКОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО МАССИВА

В качестве наиболее древних образований Буреинского континентального массива обычно рассматривают метаморфические породы амурской серии, а также магматические породы амурского и древнебуреинского комплексов, которым приписывается архейский возраст [Мартынюк и др., 1990; Красный, Пэн Юньбяо, 1999; Забродин и др., 2007; Геодинамика ..., 2006; и др.]. Однако, как показали результаты геохронологических исследований, амурская серия и указанные магматические комплексы имеют более молодой (палеозойский и мезозойский) возраст [Котов и др., 2009а, 6; Сальникова и др., 2013].

К палеопротерозойским образованиям Буреинского континентального массива в схемах расчленения и корреляции геологических комплексов относят слюдистые, часто углеродистые сланцы с пластами кварцитов и мраморов нятыгранской свиты, а также интрузии габброидов и гранитоидов нятыгранского комплекса [Мартынюк и др., 1990; Геодинамика..., 2006; и др.]. Принимая во внимание результаты геохронологических исследований метаморфических пород амурской серии, нельзя исключать, что породы нятыгранской свиты и одноименного магматического комплекса являются наиболее древними образованиями Буреинского массива.

Неопротерозойские образования Буреинского континентального массива в существующих схемах корреляции геологических комплексов [Решения ..., 1994; Красный, Пэн Юньбяо, 1999; Забродин и др., 2007; Геодинамика..., 2006; и др.] представлены преимущественно терригенными, терригенно-карбонатными и вулканическими отложениями, слагающими многочисленные, но незначительные по размерам тектонические блоки в различных частях массива. Однако достоверные данные, свидетельствующие об их неопротерозойском возрасте, отсутствуют. При этом установлен раннепалеозойский возраст для целой серии «реперных» геологических комплексов, которые ранее относили к позднему докембрию, в том числе для метариолитов [Сорокин и др., 2011в] и метапесчаников туранской серии [Сорокин и др., 2014].

Вендские (в стратиграфической шкале России) и нижнекембрийские терригенно-карбонатные отложения, содержащие микрофитолиты и археоциаты (мельгинская, чергиленская, аллинская свиты), представлены в центральной части Буреинского континентального массива в пределах Мельгинского прогиба (или трога) [Решения ..., 1994; Красный, Пэн Юньбяо, 1999; Забродин и др., 2007; Геодинамика..., 2006; и др.].

Большую часть площади Буреинского континентального массива занимают выходы ранне- и позднепалеозойских, а также раннемезозойских гранитоидов. При этом критерии отнесения гранитоидов к тому или иному комплексу, а также вопросы их возраста остаются предметом дискуссий. К наиболее ранним в схемах корреляции магматических комплексов относятся [Зубков, Васькин, 1984; Мартынюк и др., 1990; Геодинамика..., 2006] гранитоиды кивилийского и суларинского комплексов. Однако недавно было показано, что лишь порфиробластические роговообманково-биотитовые граниты петротипического Кивилийского массива имеют раннеордовикский возраст (474±2 млн лет) [Сорокин и др., 2011а], тогда как биотитовые гнейсовидные граниты Суларинского массива одноименного комплекса являются раннепермскими (285±1 млн лет) [Сорокин, Кудряшов, 2012].

Наибольшим распространением в пределах Буреинского континентального массива пользуются преимущественно известково-щелочные гранитоиды, относимые [Зубков, Васькин, 1984; Мартынюк и др., 1990; и др.] к позднепалеозойскому многофазовому габбро-диорит-гранодиорит-гранитному тырмобуреинскому комплексу. В то же время установлено, что целая серия петротипических массивов этого комплекса имеет не позднепалеозойский, а раннемезозойский возраст — 218—185 млн лет [Сорокин и др., 2010а]. В этом же диапазоне находятся оценки возраста, полученные для щелочных и субщелочных гранитоидов алтахтинского и харинского комплексов, а также вулканитов таловского комплекса [Сорокин, Кудряшов, 2013; Sorokin et al., 2016]. Наиболее молодые образования Буреинского континентального массива представлены позднемезозойскими терригенными толщами и вулканическими и вулканоплутоническими комплексами [Забродин и др., 2007; Геодинамика..., 2006; Сережников, Волкова, 2007].

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В настоящей статье рассматриваются геохронологические, геохимические и изотопно-геохимические данные, полученные для магматических пород нятыгранского комплекса, которые, как отмечалось выше, вероятно, относятся к наиболее древним магматическим образованиям Буреинского континентального массива. В бассейне р. Бурея габброиды и гранитоиды этого комплекса образуют удлиненные тела мощностью до 300—800 м, которые деформированы совместно с вмещающими сланцами условно нижнепротерозойской нятыгранской свиты (см. рис. 1). Контакты этих тел с породами рамы тектонические. В бассейне р. Чепкан (рис. 2) — правого притока р. Верхний Мельгин (правый приток р. Бурея) гранитоиды нятыгранского комплекса образуют массив площадью около 25 км², а в приустьевой части руч. Сержин (левый приток р. Чепкан) — деформированное тело мощностью до 200 м, залегающее среди условно архейских гнейсов.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

Определение содержаний главных элементов и Zr в породах выполнено рентгенофлуоресцентным методом в Институте геологии и природопользования ДВО РАН (г. Благовещенск) на рентгеновском спектрометре Pioneer 4S и методом ICP-MS (Li, Ga, Rb, Sr, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Y, Nb, Ta, Th, U, Pb, Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn) в Институте тектоники и геофизики ДВО РАН (г. Хабаровск) на масс-спектрометре Elan 6100 DRC. Гомогенизация порошковых проб для рентгенофлуоресцентного анализа осуществлялась путем их сплавления со смесью метабората и тетрабората лития в муфельной печи при T = 1050 - 1100 °C. Величины интенсивности аналитических линий в ходе анализа корректировались на фон, эффекты поглощения и вторичной флуоресценции. Вскрытие образцов для определения содержаний малых элементов методом ICP-MS проводилось путем кислотного разложения. Для калибровки чувствительности масс-спектрометра по всей шкале масс были использованы стандартные растворы, включающие все анализируемые элементы. Относительная погрешность определения содержаний главных и малых элементов составила 3—10 %.

Геохронологические исследования (U-Pb метод по циркону) выполнены в Геологическом институте КНЦ РАН (г. Апатиты). Выделение циркона проводилось по стандартной методике с использованием магнитной сепарации и тяжелых жидкостей. Выбранные для U-Pb геохронологических исследований кристаллы циркона подвергались многоступенчатому удалению поверхностных загрязнений в спирте, ацетоне и 1M HNO₃. Концентрации U и Pb определялись методом изотопного разбавления на масс-спектрометре Finnigan MAT-262 (RPQ) с использованием смешанного изотопного индикатора 2^{08} Pb + 2^{35} U. В качестве эммитера ионов использовался силикагель. Уровень холостого опыта за период исследования составлял менее 80 пг для свинца и 40 пг для урана. Все изотопные отношения исправлены на величину масс-фракционирования (0.12 ± 0.04 %), рассчитанную для параллельных анализов стандартов SRM-981 и SRM-982. Точность определения U/Pb отношений и содержаний U и Pb составила 0.5 %. Обработка экспериментальных данных проводилась при помощи программам PbDAT [Ludwig, 1991] и ISOPLOT [Ludwig, 1999]. При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана [Steiger, Jager, 1976]. Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами [Stacey, Kramers, 1975]. Все ошибки приведены на уровне 2σ .

Sm-Nd изотопные исследования выполнены в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург). Навески около 100 мг растертых в пудру образцов, к которым был добавлен смешанный трассер ¹⁴⁹Sm—¹⁵⁰Nd, разлагались в тефлоновых бюксах в смеси HCl+HF+HNO₃ при температуре 110 °C. Полноту разложения проверяли под бинокуляром. Редкоземельные элементы были выделены посредством стандартной катионообменной хроматографии на колонках смолы BioRad AG1-X8 200-400 меш, а Sm и Nd — с помощью экстракционной хроматографии на колонках LN-Spec (100—150 меш) фирмы Eichrom. Изотопные составы Sm и Nd были измерены на многоколлекторном массспектрометре TRITON TI в статическом режиме. Измеренные отношения ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd нормализованы к отношению 146 Nd/ 144 Nd = 0.7219 и приведены к отношению 143 Nd/ 144 Nd = 0.511115 в Nd стандарте JNdi-1 [Tanaka et al., 2000]. Средневзвешенное значение ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd в Nd стандарте JNdi-1 за период измерений составило 0.512108 ± 7 (n = 10). Точность определения концентраций Sm и Nd \pm 0.5 %, изотопных отношений ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd ±0.5 %, ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd ±0.005 % (2 σ). Уровень холостого опыта не превышал 0.2 нг Sm и 0.5 нг Nd. При расчете величин $\varepsilon_{Nd}(T)$ и модельных возрастов $T_{Nd}(DM)$ использованы современные значения однородного хондритового резервуара (CHUR), по [Jacobsen, Wasserburg, 1984] (143Nd/144Nd = = 0.512638, ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.1967), и DM, по [Goldstein, Jacobsen, 1988] (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.513151, 147 Sm/ 144 Nd = 0.21365).

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

Габброиды нятыгранского комплекса в бассейне р. Бурея представлены метагаббро и метагаббродиоритами. Главными породообразующими минералами этих пород являются плагиоклаз (45—60 %), по составу отвечающий лабрадору-андезину, амфибол тремолит-актинолитового ряда (30—35 %), практически нацело замещающий клинопироксен, и обыкновенная роговая обманка (до 10 %). Среди акцес-



Рис. 2. Геологическая схема северной части Буреинского континентального массива и детальных участков (бассейн р. Чепкан). Составлена по [Васильева, 1960] с изменениями авторов.

Усл. обозн. см. на рис. 1.

сорных минералов преобладают сфен, циркон. Текстура метагаббро и метагаббро-диоритов сланцеватая, структура бластогаббровая и нематогранобластовая.

Метагаббро и метагаббро-диориты по соотношению SiO₂ (47—55 мас. %) и суммы щелочей K₂O + Na₂O (2.9—3.5 мас. %) отвечают нормально-щелочным породам (табл. 1, рис. 3) и обладают высокими значениями отношения FeO*/MgO (0.9—4.7), типичными для магматических пород толеитовой серии (рис. 4). В этой связи не исключено, что умеренная щелочность может быть обусловлена вторичными преобразованиями пород.

Распределение РЗЭ в метагаббро и метагаббро-диоритах имеет слабо и умеренно дифференцированный характер ((La/Yb)_n = 1.6—4.8), при слабовыраженной европиевой аномалии Eu/Eu* = 0.74—0.94 (рис. 5, *a*). Графики нормированных к примитивной мантии концентраций микроэлементов (рис. 6, *a*) иллюстрируют относительное обогащение рассматриваемых пород в отношении LREE, а также Rb (14—48 мкг/г), Ba (341—717 мкг/г), Th (1.7—7.8 мкг/г), Pb (9—12 мкг/г), на фоне дефицита Nb (1.1— 5.7 мкг/г), Ta (0.2—0.4 мкг/г).

Гранитоиды нятыгранского комплекса в бассейне р. Бурея представлены амфибол-биотитовыми гнейсогранитами, сложенными кварцем (25—35 %), плагиоклазом (30—32 %), отвечающим по составу олигоклазу, калиевым полевым шпатом — ортоклазом (28—30 %), биотитом (8—10 %) и роговой обманкой (до 2 %). Акцессорные минералы — циркон, сфен и апатит. Для амфибол-биотитовых гнейсогранитов характерны слабопроявленная кристаллизационная сланцеватость, очень хорошо выраженная агрегатная линейность (полевые шпаты, кварц). Структура амфибол-биотитовых гнейсогранитов бластогипидиоморфно-зернистая.

Рассматриваемые граниты по соотношению SiO₂ (71—74 мас. %) и суммы щелочей $K_2O + Na_2O$ (6.4—8.0 мас. %) (см. табл. 1, рис. 3) соответствуют породам нормальной щелочности. Им, так же как и метагабброидам, свойственны высокие значения отношения FeO*/MgO (4.5—7.8), присущие породам толеитовой серии (см. рис. 4). Величина ASI = 1.00—1.09 позволяет относить их к метаглиноземистым гранитам (рис. 7).

Таблица 1. Химический состав представительных образцов магматических пород

Компо-	C-1187	C-1187-1	C-1211	R-27	R-27-1	R-27-2	R-27-3	C-1187-2	C-1187-3	R-27-4	C-1191	C-1214-6	C-1152
нент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO,	48.22	49.83	47.41	51.53	51.45	48.49	50.95	55.44	53.09	53.2	72.89	74.25	75.88
TiO ₂	1.60	0.88	0.52	1.14	0.95	0.82	1.16	0.50	1.06	0.97	0.26	0.17	0.17
Al_2O_3	16.81	16.39	13.62	12.12	12.08	11.72	12.08	15.47	15.54	12.78	13.26	12.27	12.40
Fe ₂ O ₂ *	12.80	11.45	11.06	17.39	16.36	15.58	17.59	8.19	12.45	15.36	3.38	1.84	2.01
MnO	0.19	0.17	0.21	0.23	0.22	0.22	0.21	0.14	0.19	0.22	0.04	0.02	0.04
MgO	6.69	6.87	10.61	2.85	3.48	5.04	2.86	5.80	4.58	2.96	0.45	0.24	0.40
CaO	8.64	9.93	10.91	9.58	10.71	11.81	9.71	9.30	8.66	9.76	2.22	1.01	1.11
Na ₂ O	2.64	2.22	2.17	2.38	2.45	2.26	2.30	2.55	2.26	2.14	3.29	2.88	2.66
K ₂ O	0.53	0.68	0.92	1.16	0.76	0.99	1.19	0.36	0.69	1.04	3.09	4.96	4.59
P_2O_5	0.17	0.15	0.04	0.29	0.23	0.15	0.31	0.10	0.22	0.23	0.04	0.03	0.04
П.п.п.	1.46	1.17	1.54	0.64	0.78	1.42	1.02	1.19	0.95	0.73	0.36	1.70	0.59
Сумма	99.75	99.74	99.01	99.31	99.47	98.50	99.38	99.04	99.69	99.39	99.28	99.37	100.12
Li	17	17	21	16	12	15	18	9	12	16	11	6	13
Ga	19	16	13	18	17	15	18	15	18	18	17	15	14
Rb	21	24	48	30	14	20	34	12	19	22	71	159	171
Sr	332	242	158	233	237	164	201	210	322	248	196	101	133
Ba	266	253	341	583	367	485	572	295	338	717	1100	922	1156
La	9.47	11.13	4.10	17.34	17.02	10.71	15.50	15.16	16.57	22.30	48.19	25.37	28.94
Ce	21.84	23.96	8.98	36.88	31.36	22.68	34.27	32.16	35.80	41.67	109.84	64.98	57.01
Pr	3.06	3.00	1.33	4.76	4.12	3.01	4.30	3.98	4.48	5.37	10.33	5.39	5.67
Nd	13.97	12.63	6.29	20.35	17.47	13.32	18.63	16.01	18.62	22.34	38.36	19.45	23.67
Sm	3.86	3.11	1.81	5.09	4.21	3.46	4.80	3.91	4.41	5.12	8.32	3.68	5.16
Eu	1.38	0.90	0.57	1.38	1.20	1.00	1.40	0.85	1.20	1.33	1.17	0.56	0.66
Gd	5.18	3.83	2.14	5.81	4.71	4.31	5.51	4.73	5.21	5.83	9.48	3.96	5.56
1b	0.82	0.57	0.40	0.87	0.69	0.66	0.82	0.71	0.74	0.87	1.32	0.55	0.61
Dy	5.14	3.50	2.90	5.30	4.34	4.25	5.08	4.50	4.49	5.31	/.58	3.57	3.3/
H0 En	1.00	0.73	0.62	2.20	0.90	0.90	1.04	0.95	0.94	1.12	1.49	0.82	0.56
Er	5.08	2.14	0.25	0.47	2.08	0.20	5.04 0.42	2.82	2.74	5.52 0.49	4.18	2.43	1.78
Thi Vh	2 75	2.02	1.76	3.06	2.54	2.61	2.88	2.68	2.57	0.40 3.14	3.38	2 30	1.67
Lu	0.40	0.31	0.29	0.47	0.38	0.39	0.44	0.40	0.39	0.48	0.50	0.40	0.23
Y	26	18	16	26	21	21	24	24	24	27	35	22	14
Nb	4	4	1	6	4	3	6	4	5	5	7	7	7
Ta	0.71	0.27	0.16	0.49	0.32	0.25	0.38	0.32	0.36	0.35	0.32	0.80	0.64
Zr	97	63	34	69	65	49	61	71	73	79	193	144	158
Th	1.08	4.32	1.67	7.04	5.01	3.93	6.24	7.54	7.45	7.84	14.61	29.30	26.89
U	0.82	1.49	0.60	2.43	1.57	1.35	2.39	1.97	2.49	2.08	3.05	5.24	4.68
Pb	9	10	12	10	10	10	10	10	11	18	20	26	30
Cu	24	31	60	19	4	13	22	4	17	5	2	2	5
Zn	118	100	144	112	92	98	108	84	110	118	103	33	73
Sc	31	38	38	41	44	44	43	34	38	39	9	4	4
V	211	303	175	212	222	223	223	195	258	185	16	3	11
Cr	112	352	328	51	209	921	54	227	64	117	58	119	92
Co	43	42	35	29	30	38	28	28	33	26	3	3	2
Ni	33	66	142	4	11	64	6	62	7	7	3	5	15

Примечание. Содержания главных элементов приведены в мас. %, малых элементов в мкг/г. Fe₂O₃* — общее риты; 11—20 — амфибол-биотитовые гнейсо-граниты; 21, 22 — биотитовые лейкограниты; 23—25 — гастингсит-лепи-

C-1152-1	C-1152-2	C-1152-3	C-1152-4	C-1152-5	C-1154	C-1154-1	C-1226	C-1226-2	C-1257-1	C-1257-2	C-1257-3
14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
76.48	76.24	75.29	74.61	74.36	71.31	71.22	73.06	73.18	72.878	72.78	72.91
0.15	0.17	0.17	0.15	0.17	0.32	0.33	0.33	0.27	0.20	0.21	0.23
12.33	12.23	13.08	13.25	13.19	14.17	13.81	13.59	13.57	13.20	13.64	12.75
1.80	2.35	1.86	1.98	2.49	3.95	4.04	2.64	2.48	2.72	2.11	2.36
0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.06	0.06	0.06	0.04	0.03	0.03	0.04
0.26	0.32	0.43	0.31	0.29	0.76	0.81	0.26	0.24	0.13	0.36	0.42
0.90	0.84	1.51	1.14	1.19	2.82	2.68	1.95	1.64	0.71	1.30	1.45
3.08	3.48	2.69	3.36	3.92	3.90	3.95	3.61	3.44	3.63	4.08	3.73
4.42	3.87	4.44	4.65	3.85	2.37	2.65	3.87	4.18	5.63	5.37	5.64
0.04	0.04	0.05	0.03	0.04	0.06	0.07	0.10	0.08	0.03	0.02	0.02
0.46	0.41	0.29	0.49	0.50	0.36	0.37	0.23	0.45	0.11	0.11	0.10
100.11	100.13	100.08	100.15	100.18	100.21	100.11	99.70	99.57	99.26	100.01	99.65
10	14	7	14	6	19	20	77	40	6	6	6
14	14	13	15	15	17	17	23	21	27	25	25
148	111	124	171	106	79	95	170	147	170	181	172
121	136	130	133	124	149	139	215	225	40	43	42
983	919	1016	1711	903	1010	915	844	1153	907	913	874
12.90	29.12	21.18	28.78	16.00	34.29	20.23	34.22	23.27	99.51	100.12	96.87
36.24	55.34	54.22	61.83	52.59	61.91	52.70	61.19	58.93	204.34	201.79	196.38
2.64	5.81	4.55	5.65	3.65	6.54	4.93	7.75	5.18	23.02	24.60	23.83
10.80	23.81	18.34	23.67	15.34	26.84	21.52	29.94	19.66	87.84	95.61	91.50
2.45	4.89	3.88	5.26	3.46	5.34	5.00	7.05	4.12	19.71	21.11	20.28
0.41	0.55	0.51	0.64	0.50	0.86	0.79	1.11	0.93	1.91	1.95	1.88
3.17	5.25	4.81	5.68	4.42	6.48	6.10	8.15	4.77	23.79	25.75	24.71
0.48	0.58	0.66	0.67	0.62	0.88	0.85	1.25	0.77	3.70	4.06	3.86
3.43	3.14	4.39	3.74	4.28	5.84	5.85	7.47	5.33	22.95	26.36	25.24
0.71	0.52	0.86	0.64	0.85	1.16	1.14	1.56	1.28	5.14	5.57	5.32
2.46	1.61	2.90	1.96	2.84	3.88	3.85	4.08	3.79	14.80	16.71	16.16
0.35	0.21	0.40	0.25	0.40	0.52	0.53	0.58	0.59	2.15	2.44	2.36
2.73	1.55	2.99	1.90	2.94	3.88	4.00	3.44	3.58	13.05	15.53	14.84
0.39	0.23	0.42	0.27	0.42	0.54	0.56	0.53	0.56	1.94	2.19	2.11
19	13	22	15	23	31	31	42	34	124	123	121
7	6	5	7	6	7	7	17	14	52	53	51
0.76	0.79	0.42	0.63	0.50	0.70	0.69	1.75	1.08	3.59	4.13	3.98
145	163	134	161	150	152	156	212	224	418	430	435
24.39	24.97	28.30	26.26	26.67	14.28	22.36	9.11	12.45	41.09	43.34	42.39
5.22	5.49	4.90	5.20	4.66	3.68	3.52	1.70	1.17	7.88	7.53	7.32
29	16	19	33	24	16	24	30	31	38	37	34
6	4	6	4	11	8	8	1	10	10	28	6
45	39	38	79	45	67	65	115	133	73	116	95
3	4	3	4	3	9	9	7	7	2	2	2
8	10	8	11	10	32	31	14	10	3	2	3
91	95	89	94	129	115	99	112	96	76	84	76
2	4	2	2	2	6	6	2	2	1	1	1
2	3	3	2	4	8	5	5	5	3	4	3

нятыгранского комплекса Буреинского континентального массива

железо в форме Fe₂O₃. 1—7 — метаморфизованные габбро; 8—10 — метаморфизованные роговообманковые габбро-диодомелановые граниты.



Рис. 3. Классификационная диаграмма K₂O+Na₂O—SiO₂ [Le Maitre et al., 2002] для неопротерозойских магматических пород Буреинского континентального массива.

1 — метаморфизованные габбро и габбро-диориты; 2 — амфибол-биотитовые гнейсограниты; 3 — биотитовые лейкограниты; 4 — гастингсит-лепидомелановые граниты.

Пунктирными линиями показаны границы низкощелочных (LA), нормально-щелочных (NA) и умеренно-щелочных (MA) пород, по [Шарпенок и др., 2013].

Распределение REE в амфибол-биотитовых гнейсогранитах имеет умеренно дифференцированный характер ((La/Yb)_n = 3.4—11.8) при отчетливо выраженной отрицательной европиевой аномалии Eu/Eu* = 0.32—0.45 (см. рис. 5, δ). Они обогащены крупноионными литофильными элементами, такими как LREE, Rb (до 170 мкг/г), Ba (до 1100 мкг/г), Th (до 29 мкг/г), Pb (до 33 мкг/г) при том же дефиците Nb (5.0—7.4 мкг/г), Ta (0.3—0.8 мкг/г), а также Ti (900—1900 мкг/г) и Sr (101—196 мкг/г) (см. рис. 6, δ).

Гранитоиды нятыгранского комплекса в бассейне р. Чепкан (см. рис. 2) представлены слаборассланцованными биотитовыми лейкогранитами и гастингсит-лепидомелановыми гранитами. Главными породообразующими минералами биотитовых лейкогранитов являются кварц (30—35 %), олигоклаз (25—30 %), калиевый полевой шпат — ортоклаз (25—30 %) и биотит (8—10 %). Акцессорные минералы представлены цирконом, сфеном, апатитом и ильменитом. Текстура биотитовых лейкогранитов сланцеватая, структура — гипидиоморфно-зернистая и бластогипидиоморфно-зернистая.

В биотитовых лейкогранитах величина суммы щелочей $K_2O + Na_2O$ составляет 7.5—7.6 мас. % (см. табл. 1, рис. 3), что типично для пород нормальной щелочности, при этом высокие значения FeO*/ MgO (9.1—9.3) указывают на принадлежность толеитовой серии (см. рис. 4), а величина ASI = 0.99—1.03 — на их соответствие метаглиноземистым гранитам (см. рис. 7).

Биотитовым лейкогранитам свойствен умеренно дифференцированный характер распределения REE ((La/Yb)_n = 4.4—6.8), при отчетливо выраженной отрицательной европиевой аномалии Eu/ Eu* = 0.44—0.64 (см. рис. 5, *в*). На графиках распределения нормированных к примитивной мантии концентраций микроэлементов (см. рис. 6, *в*) проявлено относительное обогащение рассматриваемых пород в отношении LREE, а также Rb (147—170 мкг/г), Ba (840—1152 мкг/г), Th (9—12 мкг/г), Pb (30—31 мкг/г), на фоне некоторого дефицита Ti (1600—1980 мкг/г), в меньшей степени Nb (14— 17 мкг/г), Ta (1.1—1.8 мкг/г).

Гастингсит-лепидомелановые граниты, тело которых обнаружено в приустьевой части руч. Сержин (левый приток р. Чепкан) (см. рис. 2), сложены кварцем (35—40 %), микроклином (30—35 %), альбитом (25—30 %), щелочным амфиболом — гастингситом (5—8 %) и высоко-Fe биотитом — лепи-



Рис. 4. Классификационная диаграмма MgO—(FeO*+TiO₂)—Al₂O₃ [Jensen, 1976] для неопротерозойских магматических пород Буреинского континентального массива.

Тренды: ТН — толеитовый, СА — известково-щелочной. Усл. обозн. см. на рис. 3.

домеланом (до 1 %). Акцессорные минералы представлены магнетитом, цирконом и апатитом. Кристаллизационная сланцеватость в гранитах проявлена очень слабо. Структура гранитов гипидиоморфно-зернистая.

Гастингсит-лепидомелановые граниты характеризуются высокими значениями суммы щелочей $K_2O + Na_2O$ (9.3—9.4 мас. %) (см. табл. 1, рис. 3), что в совокупности с их минералогическим составом позволяет относить их к умеренно-щелочным породам. На диаграмме ANK—ACNK фигуративные точки рассматриваемых пород лежат в поле метаглиноземистых гранитов, но максимально приближены к полю пород, пересыщенных щелочами (см. рис. 7). Распределение REE в гастингсит-лепидомелановых гранитах имеет умеренно дифференцированный характер ((La/Yb)_n = 4.4—5.2) при общем высоком уровне концентраций лантаноидов и ярко выраженной отрицательной европиевой аномалии Eu/Eu* = 0.25—0.27 (см. рис. 5, e). Помимо REE, граниты в значительной степени обогащены Ga (25—26 мкг/г), Th (41—43 мкг/г), Pb (34—38 мкг/г), Nb (51—53 мкг/г), Ta (3.6—4.1 мкг/г), Y (121—124 мкг/г) при относительном дефиците Sr (40—43 мкг/г), Ti (1200—1400 мкг/г) (см. табл. 1, рис. 6, e).

Результаты Sm-Nd изотопно-геохимических исследований магматических пород нятыгранского комплекса приведены в табл. 2. Метагабброиды этого комплекса характеризуются величинами $\varepsilon_{Nd}(T) = -0.4...+1.1$ и высокими отношениями ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd > 0.16. Амфибол-биотитовым гнейсогранитам свойственны отрицательные величины $\varepsilon_{Nd}(T) = -0.6...-3.5$ и мезопротерозойские и палеопротерозойские Nd модельные возрасты T_{Nd} (DM-2st) = 1.6—2.0 млрд лет. В отличие от них биотитовые лейкограниты и гастингсит-лепидомелановые граниты бассейна р.Чепкан характеризуются величинами $\varepsilon_{Nd}(T) = -0.7...+0.3$ и мезопротерозойскием Nd модельными возрастами T_{Nd} (DM-2st) = 1.5 млрд лет.

РЕЗУЛЬТАТЫ U-РЬ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

U-Pb геохронологические исследования выполнены для метагаббро (обр. C-1211) и амфибол-биотитовых гнейсогранитов (обр. C-1191, C-1154) бассейна р. Бурея, а также для биотитовых лейкограни-



Рис. 5. Распределение редкоземельных элементов в неопротерозойских магматических породах Буреинского континентального массива.





Рис. 6. Распределение редких элементов в неопротерозойских магматических породах Буреинского континентального массива. Состав примитивной мантии, по [Sun, McDonough, 1989].

Усл. обозн. см. на рис. 5.

тов (обр. С-1226) и гастингсит-лепидомелановых гранитов (обр. С-1257-1) бассейна р. Чепкан. Места отбора образцов для геохронологических исследований показаны на рис. 1, 2.

Метагаббро бассейна р. Бурея. Акцессорный циркон, выделенный из метагаббро, представлен удлиненными прозрачными трещиноватыми кристаллами коричневого цвета, которые огранены сочета-

2 Метаглиноземистые Пересышенные глиноземом Al₂O₃/(Na₂O+K₂O) \$^{\$} Пересыщенные щелочами 0.2 0.4 0 0.6 0.8 1.0 1.2 1.4 1.6 1.8 2.0 Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O)

нием призмы {110} и дипирамиды {111} (рис. 8, I-IV). Размер кристаллов циркона изменяется от 50 до 250 мкм; $K_{yдл} = 3.0 - 4.0$. Их внутреннее строение определяется хорошо выраженной зональностью (см. рис. 8, V-VIII).

Рис. 7. Диаграмма Al₂O₃/(Na₂O+K₂O) — Al₂O₃/ (CaO+Na₂O+K₂O) [Maniar, Piccoli, 1989] (молекулярные количества) для неопротерозойских гранитоидов Буреинского континентального массива.

Усл. обозн. см. на рис. 3.

Ofmanar	Возраст,	Sm	Nd	147Sm/144NId	143Nd/144Nd*	c (0)	c (T)	T _{Nd} (DM)	$T_{\rm Nd}({\rm DM-2st})$
Образец	млн лет	M	кг/г	SII/ Mind	(±2 бизм.) $\epsilon_{\rm Nd}(0)$		$\epsilon_{\rm Nd}(1)$	МЛ	рд лет
				Мет	гагаббро				
C-1211	932	2.01	7.05	0.1803	0.512518±4	-2.3	-0.4		_
C-1187	932	3.77	13.92	0.1638	0.512491±2	-2.9	1.1	_	—
			A	мфибол-биотит	овые гнейсогран	иты			
C-1191	933	8.19	38.1	0.1299	0.51214±2	-9.7	-1.7	1834	1739
C-1214-6	933	3.75	19.91	0.1138	0.512006±4	-12.3	-2.4	1743	1796
C-1152	940	5.98	26.2	0.1378	0.512242±2	-7.7	-0.6	1820	1654
C-1152-1	940	2.69	11.38	0.1427	0.512188±4	-8.8	-2.3		1790
C-1154	940	6.10	30.3	0.1215	0.512088±2	-10.7	-1.7	1752	1740
C-1154-1	940	5.14	22.0	0.1413	0.512117±3	-10.2	-3.5		1890
				Биотитовь	ій лейкогранит				
C-1226	789	5.05	22.8	0.1336	0.512276±4	-7.1	-0.7	1661	1535
			Га	стингсит-лепи	домелановый гр	анит			
C-1257-1	804	5.68	29.6	0.1162	0.512231±2	-7.9	0.3	1436	1462

Таблица 2. Результаты Sm-Nd изотопно-геохимических исследований магматических пород нятыгранского комплекса Буреинского континентального массива

*Погрешность (2o) соответствует последним значащим цифрам после запятой.

Для U-Pb геохронологических исследований использованы восемь навесок циркона, отобранных из различных размерных фракций (табл. 3). На диаграмме с конкордией (рис. 9, *a*) точки их изотопного состава располагаются на дискордии, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 933 ± 12 млн лет, а нижнее — 230 ± 110 млн лет (СКВО = 0.24).

Амфибол-биотитовые гнейсограниты бассейна р. Бурея. Для U-Pb геохронологических исследований амфибол-биотитовых гнейсогранитов бассейна р. Бурея использованы обр. C-1191 и C-1154.

Акцессорный циркон из первого образца (C-1191) амфибол-биотитовых гнейсогранитов образует идиоморфные и субидиоморфные прозрачные часто трещиноватые кристаллы светло-коричневого цвета, ограненные призмой {110} и дипирамидой {111} (см. рис. 8, IX-XII). Размер кристаллов циркона составляет 50-100 мкм; $K_{ydn} = 1.5$ —2.0. Они имеют четко выраженное зональное строение (см. рис. 8, XIII—XVI).

U-Pb геохронологические исследования проведены для четырех навесок циркона разных размерных фракций (см. табл. 3). Положение точек их изотопного состава на диаграмме с конкордией (см. рис. 9, δ) аппроксимируется линией регрессии, верхнее пересечение которой с конкордией отвечает возрасту 933±8 млн лет, а нижнее — 60±56 млн лет (СКВО = 0.035).

Акцессорный циркон, выделенный из второго образца (С-1154) амфибол-биотитовых гнейсогранитов, представлен идиоморфными и субидиоморфными прозрачными трещиноватыми кристаллами светло-коричневого цвета. Они огранены призмой {110} и дипирамидой {111} (см. рис. 8, XVII-XX). Размер кристаллов циркона варьирует в интервале 50—200 мкм; $K_{yдл} = 3.0$ —4.0. Для их внутреннего строения характерна хорошо проявленная зональность (см. рис. 8, XXI—XXIV).

Для проведения U-Pb геохронологических исследований использованы шесть навесок циркона, отобранных из разных размерных фракций (см. табл. 3). Точки их изотопного состава располагаются на дискордии (см. рис. 9, e), верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 940±11 млн лет, а нижнее отвечает современным потерям свинца (СКВО = 0.68).

Биотитовый лейкогранит бассейна р. Чепкан. Акцессорный циркон из биотитового лейкогранита (обр. С-1226) образует идиоморфные и субидиоморфные прозрачные иногда трещиноватые кристаллы бледно-желтоватого цвета. Основными элементами их огранки являются призма {110} и дипирамида {111} (рис. 10, I-IV). Размер кристаллов циркона изменяется от 50 до 200 мкм; $K_{ygn} = 3.0-4.0$. Они обладают «тонкой» зональностью (рис. 10, V-VIII).

U-Pb геохронологические исследования проведены для трех навесок циркона (см. табл. 3). Точки их изотопного состава располагаются практически на конкордии (см. рис. 9, г). Конкордантный возраст



Рис. 8. Микрофотографии кристаллов циркона в режиме вторичных электронов,

выполненные в Аналитическом центре минералого-геохимических исследований ИГиП ДВО РАН на сканирующем электронном микроскопе JSM-6390 LV JEOL (Япония), и в режиме катодолюминесценции, выполненные в Геологическом институте КНЦ РАН на растровом электронном микроскопе LEO 1450, оснащенном приставкой РАNA CL.

Кристаллы циркона: I—VIII — из метагаббро (обр. С-1211); IX—XVI — из амфибол-биотитового гнейсогранита (обр. С-1191); XVII—XXIVI — из амфибол-биотитового гнейсогранита (обр. С-1154).

÷.
g
ИЦ
бл
Та

Peзультаты U-Pb геохронологических исследований цирконов из магматических пород нятыгранского комплекса Буреинского континентального массива

Образец/	Размер фракции (мкм),	Содержані	ие, мкг/г		Изо ^с	гопные отношен	КИ		Ē	H	возраст, млн л	2T
фракция	навеска (мг)	Pb	N	206Pb/204Pb*	207Pb/206Pb*	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb*	206Pb/238U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	Kno	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb
					Merara66	00 (06p. C-1211)						
C-1211/1	-150+125, 0.7	211.7	1393	2448	0.07526 ± 3	0.1704±1	0.1410 ± 2	1.351 ± 3	0.67	850±1	868±2	914±3
C-1211/2	-125+100, 0.6	102.3	656	982	0.08390 ± 4	0.1880 ± 1	0.1407 ± 2	1.348 ± 5	0.48	849±1	867±3	912±6
C-1211/3	+125, 1.0	159.3	993	778	0.08780 ± 4	0.2130 ± 1	0.1403 ± 3	1.345 ± 4	0.59	846±1	865±2	914±3
C-1211/4	-100, 1.1	195.0	1272	927	0.08462 ± 4	0.1922 ± 1	0.1370±2	1.309 ± 2	0.65	828±1	850±2	907±3
C-1211/5	+100, 0.8	200.3	1332	1382	0.07957 ± 4	0.1873 ± 1	0.1364±2	1.304 ± 3	0.69	824±1	847±2	908±3
C-1211/6	-100+75, 0.7	223.1	1515	1409	0.07923 ± 4	0.1838 ± 1	0.1339 ± 2	1.277 ± 2	0.68	810土1	836±2	904±2
C-1211/7	-100, 0.4	172.3	1111	2240	0.07581 ± 5	0.1668 ± 1	0.1445 ± 3	1.385 ± 5	0.86	870±2	883±3	914±5
C-1211/8	-100+75, 0.5	176.5	1121	1728	0.07795 ± 9	0.1263 ± 2	0.1509 ± 3	1.452±7	0.40	906±2	911±5	922±9
				Амфиб	ол-биотитовый	гнейсогранит (o6p. C-1191)					
C-1191/1	-75+50, 0.7	331.1	2168	6962	0.07210 ± 4	0.09899 ± 5	0.1514 ± 3	1.4637±29	0.70	909±2	915±2	932±3
C-1191/2	-100+75, 1.1	238.1	1803	6999	0.07218 ± 4	0.10550 ± 5	0.1302 ± 3	1.2584 ± 25	0.88	789±2	827±2	932±2
C-1191/3	-75, 1.3	276.0	1819	7809	0.07190 ± 4	0.10560 ± 5	0.1496 ± 2	1.4467±29	0.78	899±1	908±2	933±2
C-1191/4	+75, 0.6	263.1	1736	4730	0.07303 ± 7	0.09323±5	0.1008 ± 1	1.4477±36	0.55	900 ± 1	909±2	931±5
				Амфиб	ол-биотитовый	гнейсогранит (o6p. C-1154)					
C-1154/1	-200+150, 0.9	212.8	1596	3270	0.07477 ± 3	0.09714±5	0.1318 ± 3	1.2805 ± 33	06.0	799±2	837±2	943±3
C-1154/2	-150+100, 1.1	175.9	1336	4925	0.07325±7	0.08906 ± 4	0.1315±2	1.2767±38	0.52	796±1	835±3	941±5
C-1154/3	-100+75, 1.4	191.7	1537	6419	0.07248 ± 3	0.09162 ± 9	0.1244 ± 3	1.2063 ± 30	0.91	756±2	803±2	938±2
C-1154/4	-75+50, 1.3	229.8	1929	5520	0.07300 ± 4	0.09323 ± 5	0.1185 ± 2	1.1522 ± 23	0.82	722±1	778±2	942±2
C-1154/5	-75, 0.7	161.0	1173	1639	0.07901 ± 6	0.11001 ± 11	0.1330 ± 2	1.2910 ± 30	0.66	805±1	842±2	940 ± 4
C-1154/6	+150, 1.1	182.6	1362	3951	0.07397 ± 9	0.09083 ± 15	0.1334 ± 4	1.2956±54	0.57	807±2	844±5	941 ± 10
				B	аотитовый лейк	согранит (обр. С	0-1226)					
C-1226/1	-150+100, 0.4	88.6	684	2785	0.07056 ± 4	0.08177±8	0.1309 ± 3	1.1831 ± 35	0.60	793±2	793±2	791±8
C-1226/2	-100+75, 0.7	19.8	140	450	0.09718 ± 9	0.13605 ± 13	0.1304 ± 4	1.1763 ± 58	0.46	790±2	790±5	789 ± 10
C-1226/3	-75, 0.7	15.2	112	424	0.09911 ± 9	0.10526 ± 11	0.1294 ± 5	1.1682 ± 82	0.44	785±3	786±6	789±12
				Гастинго	ит-лепидомела	новый гранит (с	ofp. C-1257-1)					
C-1257-1/1	+100, 1.4	91.5	634.3	748	0.08498 ± 5	0.1753 ± 1	0.1301 ± 4	1.1816 ± 41	0.87	788±2	792±3	802±4
C-1257-1/2	-100+75, 1.2	64.9	459.1	1142	$0.07831\pm\!\!8$	0.1546 ± 2	0.1314 ± 3	1.1928 ± 47	0.68	796±2	797±2	801 ± 6
C-1257-1/3	-75+50, 0.6	71.8	528.7	1087	0.07898 ± 7	0.1548 ± 5	0.1262 ± 2	1.1456 ± 29	0.65	766±1	775±2	802±5
C-1257-1/4	-50, 0.8	98.1	706.7	994	0.08029 ± 5	0.1589 ± 1	0.1282 ± 4	1.1657 ± 46	0.77	778±2	785±3	804±5
Прим * Изот	— сечание. Rho – коэффи опные отношения, скорі	щиент корр ректирован	сляции с ные на б	тношений ²⁰⁷ . ланк и обычн	рь/235U— ²⁰⁶ Рь// ый свинец.	²³⁸ U. Величины	ошибок (20) с	оответствую	т после,	цним значащ	ам цифрам по	сле запятой.
		T 1										

1491





Рис. 9. Диаграммы с конкордией для циркона из метагаббро (обр. С-1211) (*a*); амфиболбиотитового гнейсогранита (обр. С-1191) (*б*); амфибол-биотитового гнейсо-гранита (обр. С-1154) (*в*); биотитового лейкогранита (обр. С-1226) (*г*); гастингсит-лепидомеланового гранита (обр. С-1257-1) (*д*).

Номера точек соответствуют порядковым номерам в табл. 3.



Рис. 10. Микрофотографии кристаллов циркона в режиме вторичных электронов и в режиме катодолюминесценции.

Режим съемки как на рис. 8. Кристаллы циркона: I—VIII — из биотитового лейкогранита (обр. С-1226); IX—XVI — из гастингсит-лепидомеланового гранита (обр. С-1257-1).

проанализированных навесок циркона составляет 789±4 млн лет (СКВО = 0.034, вероятность конкордантности — 0.85).

Гастингсит-лепидомелановый гранит бассейна р. Чепкан. Акцессорный циркон из гастингсит-лепидомеланового гранита (обр. С-1257-1) представлен идиоморфными и субидиоморфными прозрачными бесцветными кристаллами, ограненными призмой {110} и дипирамидой {111} (см. рис. 10, IX—XII). Размер кристаллов циркона составляет 50—125 мкм; $K_{yдл} = 1.5$ —2.0. Их внутреннее строение определяется «тонкой» зональностью (см. рис. 10, XIII—XVI).

Для U-Pb геохронологических исследований использованы четыре навески циркона (см. табл. 3). Как видно на рис. 9, *д*, точки их изотопного состава располагаются на дискордии, верхнее пересечение которой с конкордией отвечает возрасту 804±8 млн лет, а нижнее — современным потерям свинца (СКВО = 0.36).

Морфологические особенности акцессорных цирконов из изученных магматических пород нятыгранского комплекса свидетельствуют об их магматическом происхождении. Это позволяет рассматривать полученные для них оценки возраста как возрасты кристаллизации родоначальных расплавов для метагаббро (933±12 млн лет) и амфибол-биотитовых гнейсогранитов (933±8 и 940±11 млн лет) бассейна р. Бурея, а также биотитовых лейкогранитов (789±4 млн лет) и гастингсит-лепидомелановых гранитов бассейна р. Чепкан (804±8 млн лет).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные результаты свидетельствуют, что изученные магматические породы нятыгранского комплекса имеют не палеопротерозойский, как было принято считать ранее [Мартынюк и др., 1990; Забродин и др., 2007; Геодинамика..., 2006; Сережников, Волкова, 2007; и др.], а неопротерозойский возраст. Кроме того, очевидно, что они принадлежат по крайней мере к двум возрастным группам — 940—933 и 804—789 млн лет.

К группе наиболее древних (940—933 млн лет) интрузий относятся метагабброиды и амфиболбиотитовые гнейсограниты бассейна р. Бурея. Как было отмечено выше, метагабброиды характеризуются умеренным обогащением крупноионными литофильными (LIL) элементами и отчетливым дефицитом Nb, Ta (см. рис. 6, a, табл. 1), что сближает их с базитами, формирующимися в обстановках островных дуг и активных континентальных окраин. Практически одновозрастные им амфибол-биотитовые гнейсограниты отличаются несколько большими концентрациями LIL-элементов, при этом они также деплетированы в отношении некоторых HFS-элементов (см. рис. 6, δ , табл. 1). В целом по геохимическим и минералогическим особенностям они сопоставимы с фракционированными гранитами островных дуг на континентальном основании и активных континентальных окраин (рис. 11, 12).

К группе более молодых (804—789 млн лет) интрузий относятся биотитовые лейкограниты и гастингсит-лепидомелановых гранитов бассейна р. Чепкан. По геохимическим особенностям биотитовые лейкограниты близки к амфибол-биотитовым гнейсогранитам бассейна р. Бурея (см. рис. 3—7, табл. 1). В то же время они в меньшей степени деплетированы в отношении Nb и Ta (см. рис. 6, *в*), в силу чего на тектонических диаграммах Дж. Пирса [Pearce et al., 1984] (см. рис. 12) фигуративные точки их составов максимально приближены к полю составов внутриплитных гранитоидов.

Гастингсит-лепидомелановые граниты бассейна р. Чепкан существенным образом отличаются от всех изученных гранитоидов. Они характеризуются высокой суммой щелочей, превышающей 9 мас. %, значительными концентрациями REE при ярко выраженной отрицательной европиевой аномалии, отчетливым обогащением Ga, Th, U, Pb, Nb, Ta, Zr, Y, относительным дефицитом Sr, Ti (см. табл. 1, рис. 5, e; 6, e). Кроме того, они имеют высокие значения FeO*/(FeO*+MgO) = 0.83—0.95, что позволяет относить их к гранитам A-типа по классификации [Frost et al., 2001]. По соотношениям FeO*/(FeO* + MgO) = 12.75—13.64, $Al_2O_3/(K_2O + Na_2O) = 1.36$ —1.43 рассматриваемые граниты отвечают окисленным гранитам A-типа по классификации [Dall'Agnol, Oliveira, 2007], что согласуется с их минералогическим составом, а именно присутствием щелочного амфибола, высоко-Fe биотита и магнетита. На тектонических диаграммах Дж. Пирса [Pearce et al., 1984] (см. рис. 12) фигуративные точки их составов попадают в поле внутриплитных гранитоидов.

Таким образом, результаты проведенных исследований свидетельствуют, что в истории формирования Буреинского континентального массива проявлено как минимум два этапа неопротерозойского магматизма. В первом приближении эти этапы можно ограничить интервалами 940—933 и 804—789 млн лет. При этом магматические породы первого этапа в существенно большей степени преобразованы метаморфическими процессами. Это может указывать на то, что выявленные этапы магматизма разделены тектоническим событием.

Мы провели необходимый обзор опубликованной литературы, однако не смогли обнаружить упоминания о неопротерозойских оценках возраста, полученных для магматических пород Буреинского континентального массива. В этой связи мы полагаем, что полученные данные являются первыми прямыми свидетельствами проявления двух этапов неопротерозойского магматизма в истории его геологического развития.



В то же время в литературе приводятся U-Pb геохронологические данные для метавулканитов иманской серии (757±4 млн лет) Цзямуси-Ханкайского континентального массива, которые близки ко второму этапу неопротерозойского магматизма Буреинского массива. Если вслед за авторами [Парфе-

Рис. 11. Диаграмма FeO*/MgO—(Zr + Nb + + Ce + Y) [Whalen, 1987] для неопротерозойских гранитоидов Буреинского континентального массива.

Поля на диаграмме: А — граниты *А*-типа; FG — фракционированные граниты; OGT — нефракционированные граниты *М*-, *I*-, *S*-типов. Усл. обозн. см. на рис. 3.



Рис. 12. Тектонические дискриминационные диаграммы Rb—(Y+Nb), Nb—Y [Pearce et al., 1984] для неопротерозойских гранитоидов Буреинского континентального массива.

Поля на диаграммах: ORG — граниты океанических рифтов; VAG — граниты вулканических (островных) дуг; syn-COLG — синколлизионные граниты; WPG — внутриплитные граниты. Усл. обозн. см. на рис. 3.

нов и др., 2003; Геодинамика..., 2006; и др.] можно предположить, что эти континентальные массивы имеют одинаковое происхождение (являются отторженцами одного и того же протоконтинента), то мы вправе ожидать выявления двух этапов неопротерозойского магматизма в пределах Цзямуси-Ханкайского континентального массива. В таком случае получает объяснение факт присутствия значительного количества неопротерозойских детритовых цирконов (957—652 млн лет) в терригенных и терригенно-карбонатных отложениях хинганской серии этого массива [Смирнова и др., 2016; Смирнова, Сорокин, 2017].

Неопротерозойские гранитоиды (927—737 млн лет) [Wu et al., 2011; Tang et al., 2013] недавно выявлены и в пределах Аргунского континентального массива, что, возможно, указывает на схожую или общую геологическую историю с Буреинским и Цзямуси-Ханкайским континентальными массивами. Кроме того, следует отметить и широкое проявление раннепалеозойского (кембрийского, ордовикского) магматизма в строении всех упомянутых массивов [Wilde et al., 2003; Сорокин и др., 2010а,6, 20116; Wu et al., 2011; Wang et al., 2012; Бучко и др., 2012; Tang et al., 2013; Yang et al., 2014; Сорокин, Кудряшов, 2015; Sorokin et al., 2017].

Переходя к тектонической интерпретации полученных результатов, в первую очередь необходимо подчеркнуть, что она может быть только условной или предварительной в силу явной ограниченности материала. Тем не менее минералогические, геохимические особенности метагабброидов и гранитоидов первого (940—933 млн лет) этапа неопротерозойского магматизма позволяют предполагать, что все эти породы были, по-видимому, сформированы в обстановке островной дуги на континентальном основании или в обстановке активной континентальной окраины. При этом Sm-Nd изотопно-геохимические характеристики гранитоидов указывают на то, что они образовались преимущественно за счет переработки пород континентальной коры мезо- и (или) палеопротерозойского возраста.

В отношении биотитовых лейкогранитов и гастингсит-лепидомелановых гранитов (*A*-тип) второго (804—789 млн лет) этапа неопротерозойского магматизма определенности существенно меньше. Это связано с тем, что тектоническая интерпретация этих пород, и в первую очередь гранитов *A*-типа, основанная на геохимических данных, не всегда однозначна [Whalen et al., 1987; Eby, 1990; Frost et al., 2001; Гребенников, 2014; и др.]. Величина отношения Y/Nb в гранитах бассейна р. Чепкан, относимых нами к гранитам *A*-типа, превышает 2, что позволяет считать их гранитами *A*₂-типа, по [Eby, 1990]. Такие породы имеют сложную историю происхождения, часть из них характеризуется значительным количеством мантийных компонентов в источнике, часть может возникать из существенно корового источника, что не сужает круг возможных геодинамических обстановок их формирования. Использование же дискриминантных функций С.Д. Великославинского [Великославинский, 2003] указывает на близость неопротерозойских гранитов *A*-типа бассейна р. Чепкан к внутриплитным гранитоидам. Следует также принять во внимание, что и биотитовые лейкограниты, и гастингсит-лепидомелановые граниты второго (804—789 млн лет) этапа неопротерозойского магматизма характеризуются более молодыми (мезопротерозойскими Nd-модельными возрастами $T_{Nd}(DM-2st) = ~1.5$ млрд лет) по сравнению с гранитоидами первого этапа. Это может указывать на участие в магмообразовании, наряду с древним коровым материалом, более молодого мантийного источника, что не противоречит предположению об их внутриплитном происхождении.

Необходимо отметить, что многие исследователи связывают неопротерозойский магматизм, проявленный в том числе и в пределах Восточной и Центральной Азии, с «родинийскими» событиями. Мы не настаиваем на такой интерпретации, однако нельзя отрицать, что выявленные нами эпизоды магматизма (940—933 и 804—789 млн лет) хорошо согласуются с этапами формирования (1300—900 млн лет) и распада (825—740 млн лет) суперконтинента Родиния (см. обзор в [Li et al., 2008]).

выводы

В истории геологического развития Буреинского континентального массива восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса выделены, по крайней мере, два этапа проявления неопротерозойского магматизма — 940—933 и 804—789 млн лет.

С первым этапом (940—933 млн лет) связано формирование протолитов метагабброидов и амфибол-биотитовых гнейсогранитов бассейна р. Бурея. Геохимические особенности этих пород свидетельствуют, что наиболее вероятной геодинамической обстановкой их образования является обстановка островной дуги на континентальном основании или активной континентальной окраины.

Ко второму этапу (804—789 млн лет) относится формирование биотитовых лейкогранитов и гастингсит-лепидомелановых гранитов (граниты *А*-типа) бассейна р. Чепкан. Последние по геохимическим особенностям близки к внутриплитным гранитоидам.

Выделенные этапы магматизма являются одними из самых древних для континентальных массивов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. Не исключено, что они связаны с этапами формирования и распада суперконтинента Родиния.

Авторы благодарят сотрудников аналитических лабораторий Института геологии и природопользования ДВО РАН (А.И. Палажченко, В.И. Рождествину, Е.С. Сапожник, Е.В. Ушакову), Института тектоники и геофизики ДВО РАН (Л.С. Боковенко, Е.М. Голубеву, А.В. Штареву), Геологического института КНЦ РАН (Л.М. Лялину) за выполнение аналитических исследований. Также выражаем признательность Т.В. Донской за критический анализ рукописи и конструктивные замечания.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (грант 16-05-00149).

ЛИТЕРАТУРА

Бучко И.В., Сорокин А.А., Кудряшов Н.М. Возраст и тектоническая позиция раннепалеозойских габброидов Малохинганского террейна восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН, 2012, т. 445, № 4, с. 428—432.

Васильева В.В. Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000. Серия Хингано-Буреинская. Лист М-52-XVIII. Л., ВСЕГЕИ, 1960.

Великославинский С.Д. Геохимическая типизация кислых магматических пород ведущих геодинамических обстановок // Петрология, 2003, т. 11, № 4, с. 363—380.

Геодинамика, магматизм и металлогения востока России / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток, Дальнаука, 2006, 572 с.

Гребенников А.В. Гранитоиды *А*-типа: проблемы диагностики, формирования и систематики // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (9), с. 1356—1373.

Забродин В.Ю., Гурьянов В.А., Кисляков С.Г., Кременецкая Н.А., Махинин А.В., Опалихина Е.С. Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:1 000 000. Третье поколение. Серия Дельневосточная. Лист N-53. (Шантарские острова). СПб., ВСЕГЕИ, 2007.

Зубков В.Ф., Васькин А.Ф. Геологическая карта региона БАМ м-ба 1:500 000. Лист М-52-Б. Л., ВСЕГЕИ, 1984.

Котов А.Б., Великославинский С.Д., Сорокин А.А., Котова Л.Н., Сорокин А.П., Ларин А.М., Ковач В.П., Загорная Н.Ю., Кургузова А.В. Возраст амурской серии Бурея-Цзямусинского супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: результаты Sm-Nd изотопных исследований // ДАН, 2009а, т. 428, № 5, с. 637—640.

Котов А.Б., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б., Сорокин А.П., Великославинский Д.А., Анисимова И.В., Яковлева С.З. Раннепалеозойский возраст габброидов амурского комплекса (Бурея-Цзямусинский супертеррейн Центрально-Азиатского складчатого пояса) // ДАН, 2009б, т. 424, № 5, с. 644— 647.

Котов А.Б., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б., Сорокин А.П., Ларин А.М., Великославинский С.Д., Беляков Т.В., Анисимова И.В., Яковлева С.З. Мезозойский возраст гранитоидов бекетского комплекса (Гонжинский блок Аргунского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса) // ДАН, 2009в, т. 429, № 6, с. 779—783.

Котов А.Б., Мазукабзов А.М., Сковитина Т.М., Великославинский С.Д., Сорокин А.А., Сорокин А.П. Структурная эволюция и геодинамическая позиция Гонжинского блока (Верхнее Приамурье) // Геотектоника, 2013, № 5, с. 48—60.

Красный Л.И., Пэн Юньбяо. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий м-ба 1:2 500 000. СПб., ВСЕГЕИ, 1999.

Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А. Объяснительная записка к схеме корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. Хабаровск, Дальгеология, 1990, 215 с.

Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бодарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У. Дж., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртогоо О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология, 2003, т. 22, № 6, с. 7—41.

Решения IV межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Комплект схем. Хабаровск, ХГГГП, 1994.

Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Великославинский С.Д., Джан Б.-М., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Ван К.-Л., Чан С.-Л., Толмачева Е.В. О возрасте гонжинской серии (Аргунский террейн Центрально-Азиатского складчатого пояса): результаты U-Pb и Lu-Hf изотопных исследований детритовых цирконов // ДАН, 2012, т. 444, № 5, с. 519—522.

Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Великославинский С.Д., Джан Б.-М., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Ван К.-Л., Чан С.-Л., Ли Х.-Я, Толмачева Е.В. Мезозойский возраст урильской свиты Амурской серии (Малохинганский террейн Центрально-Азиатского складчатого пояса): результаты U-Pb и Lu-Hf изотопных исследований детритовых цирконов // ДАН, 2013, т. 453, № 4, с. 416—419.

Сережников А.Н., Волкова Ю.Р. Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:1 000 000. Третье поколение. Серия Дальневосточная. Лист N-52 (Зея). СПб., ВСЕГЕИ, 2007.

Смирнова Ю.Н., Сорокин А.А. Источники верхнепротерозойских и нижнепалеозойских терригенных отложений Малохинганского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: результаты U-Pb геохронологических (LA-ICP-MS) исследований детритовых цирконов // ДАН, 2017, т. 473, № 3, с. 91—95.

Смирнова Ю.Н., Сорокин А.А., Котов А.Б., Ковач В.П. Тектонические условия накопления и источники верхнепротерозойских и нижнепалеозойских терригенных отложений Малохинганского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // Стратиграфия, Геологическая корреляция, 2016, т. 24, № 3, с. 219—241.

Сорокин А.А., Кудряшов Н.М. Первые геохронологические свидетельства позднепалезойского гранитоидного магматизма в строении Буреинского террейна (восточная часть Центрально-Азиатского складчатого пояса) // ДАН, 2012, т. 447, № 5, с. 541—545.

Сорокин А.А., Кудряшов Н.М. Раннемезозойский магматизм Буреинского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: возраст и геодинамическая позиция // ДАН, 2013, т. 452, № 1, с. 80—86.

Сорокин А.А., Кудряшов Н.М. Первые U-Pb геохронологические и геохимические данные для поздневендских и раннепалеозойских кислых вулканитов Мамынского террейна (Центрально-Азиатский складчатый пояс) // ДАН, 2015, т. 465, № 4, с. 473—478.

Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Кудряшов Н.М., Анисимова И.В., Яковлева С.З., Федосеенко А.М. Гранитоиды тырмо-буреинского комплекса северной части Буреинско-Цзямусинского супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: возраст и геодинамическая позиция // Геология и геофизика, 2010а, т. 51 (5), с. 717—728.

Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Сорокин А.П., Яковлева С.З., Федосеенко А.М., Плоткина Ю.В. Первые данные о возрасте раннепалеозойских гранитоидов Малохинганского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН, 2010б, т. 431, № 2, с. 228—232.

Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Сорокин А.П., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В., Гороховский Б.М. Раннепалеозойский возраст гранитоидов кивилийского комплекса Буреинского террейна (восточный фланг Центрально-Азиатского складчатого пояса) // ДАН, 2011а, т. 440, № 3, с. 392—396.

Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Кудряшов Н.М., Великославинский С.Д., Яковлева С.З., Федосеенко А.М., Плоткина Ю.В. Раннепалеозойские гранитоиды Малохинганского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: геохимические особенности, геохронология, геодинамическая интерпретация // Петрология, 2011б, т. 19, № 6, с. 632—648. Сорокин А.А., Смирнов Ю.В., Смирнова Ю.Н., Кудряшов Н.М. Первые данные о возрасте метариолитов туранской серии Буреинского террейна восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН, 2011в, т. 439, № 3, с. 370—375.

Сорокин А.А., Смирнов Ю.В., Котов А.Б., Ковач В.П. Возраст и источники терригенных отложений туранской серии Буреинского террейна восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса: результаты изотопно-геохимических (Sm-Nd) и геохронологических (U-Pb LA-ICP-MS) исследований // ДАН, 2014, т. 456, № 6, с. 707—711.

Ханчук А.И., Вовна Г.М., Киселёв В.И., Мишкин М.А., Лаврик С.Н. Первые результаты U-Pb геохронологических исследований пород гранулитового комплекса Ханкайского массива Приморья (метод LA-ICP-MS) // ДАН, 2010, т. 434, № 2, с. 212—215.

Шарпенок Л.Н., Костин А.Е., Кухаренко Е.А. ТАЅ-диаграмма сумма щелочей—кремнезем для химической классификации и диагностики плутонических пород // Региональная геология и металлогения, 2013, № 56, с. 40—50.

Dall'Agnol R., Oliveira D.C. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajas, Brazil: Implications for classification and petrogenesis of *A*-type granites // Lithos, 2007, v. 93, p. 215–233.

Eby G.N. The *A*-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculation on their petrogenesis // Lithos, 1990, v. 26, p. 115—134.

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.

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.

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

Jensen L.S. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks // Ontario Division of Mines, Miscellaneous Paper, 66, 1976, 22 p.

Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B., Le Bas M.J., Bonin B., Bateman P., Bellieni G., Dudek A., Efremova S., Keller J., Lameyre J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Woolley A.R. Igneous rocks. A classification and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge University Press, 2002, 236 p.

Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S., Davidson A., De Waele B., Ernst R.E., Fitzsimons I.C.W., Fuck R.A., Gladkochub D.P., Jacobs J., Karlstrom K.E., Lu S., Natapov L.M., Pease V., Pisarevsky S.A., Thrane K., Vernikovsky V. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis // Precambrian Res., 2008, v. 160, p. 179—210.

Ludwig K.R. PbDat for MS-DOS, version 1.21. U.S. Geol. Survey Open-File Report 88-542, 1991, 35p. Ludwig K.R. ISOPLOT/Ex. Version 2.06. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkley Geo-

chronology Center Sp.Publ., 1999, № 1a, 49 p.

Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // Geol. Soc. Amer. Bull., 1989, v. 101, p. 635–643.

McDonough W.F., Sun S-s. The composition of the Earth // Chem. Geol., 1995, v. 120, № 3—4, p. 223—253.

Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination of granitic rocks // J. Petrol., 1984, v. 25, p. 956–983.

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. doi: 10.1016/j.lithos.2016.03.008.

Sorokin A.A., Kudryashov N.M., Kotov A.B., Kovach V.P. Age and tectonic setting of the Early Paleozoic magmatism of the Mamyn Terrane, Central Asian Orogenic Belt, Russia // J. Asian Earth Sci., 2017, v. 144, p. 22—39.

Stacey J.S., Kramers I.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet Sci. Lett., 1975, v. 26, № 2, p. 207—221.

Steiger R.H., Jager E. Subcomission of Geochronology: convention of the use of decay constants in geoand cosmochronology // Earth Planet Sci. Lett., 1976, v. 36, № 2, p. 359—362.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes // Magmatism in the ocean basins, Geol. Soc. Sp. Publ. № 42, Blackwell Scientific Publ., 1989, p. 313—346.

Tanaka T., Togashi S., Kamioka H., Amakawa H., Kagami H., Hamamoto T., Yuhara M., Orihashi Y., Yoneda S., Shimizu H., Kunimaru T., Takahashi K., Yanagi T., Nakano T., Fujimaki H., Shinjo R., Asahara Y., Tanimizu M., Dragusanu C. JNdi-1: a neodymium isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium // Chem. Geol., 2000, v. 168, p. 279–281. Tang J., Wu W., Wang F., Wang W., Xu M., Zhang Y. Geochronology and geochemistry of Neoproterozoic magmatism in the Erguna Massif, NE China: Petrogenesis and implications for the breakup of the Rodinia supercontinent // Precambrian Res., 2013, v. 224, p. 597—611.

Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: Its evolution and composition. London, Blackwell, 1985, 312 p.

Wang F., Xu W., Meng E., Cao H., Gao F. Early Paleozoic amalgamation of the Songnen–Zhangguangcai Range and Jiamusi massifs in the eastern segment of the Central Asian Orogenic Belt: Geochronological and geochemical evidence from granitoids and rhyolites // J. Asian Earth Sci., 2012, v. 49, p. 234–248.

Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. *A*-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contr. Miner. Petrol., 1987, v. 95, p. 407–419.

Wilde S.A. Final amalgamation of the Central Asian Orogenic Belt in NE China: Paleo-Asian Ocean closure versus Paleo-Pacific plate subduction — A review of the evidence // Tectonophysics, 2015, v. 662, p. 345—362.

Wilde S.A., Wu F.-Y., Zhang X. Late Pan-African magmatism in the northeastern China: SHRIMP U-Pb zircon evidence from granitoids in the Jiamusi Massif // Precambrian Res., 2003, v. 122, p. 311—327.

Wu F.Y., Sun D.Y., Ge W.C., Zhang Y.B., Grant M.L., Wilde S.A., Jahn B.M. Geochronology of the Phanerozoic granitoids in northeastern China // J. Asian Earth Sci., 2011, v. 41, p. 1—30.

Yang H, Ge W.C., Zhao G.C., Dong Y., Bi J.H., Wang Z.H., Yu J.J., Zhang Y.L. Geochronology and geochemistry of Late Pan-African intrusive rocks in the Jiamusi–Khanka Block, NE China: Petrogenesis and geodynamic implications // Lithos, 2014, v. 208—209, p. 220—236.

Zhou J.B., Wilde S.A. The crustal accretion history and tectonic evolution of the NE China segment of the Central Asian Orogenic Belt // Gondwana Res., 2013, v. 23, p. 1365—1377.

Zhou J.B., Wilde S.A., Zhao G.C., Zhang X.Z., Wang H., Zheng W.S. Was the easternmost segment of the Central Asian Orogenic Belt derived from Gondwana or Siberia: an intriguing dilemma? // J. Geodyn., 2010, v. 50, p. 300—317.

Zhou J.B., Wilde S.A., Zhang X.Z., Ren S.M., Zheng C.Q. Pan-African metamorphic rocks of the Erguna block in the Great Xing'an Range, NE China: evidence for the timing of magmatic and metamorphic events and their tectonic implications // Tectonophysics, 2011, v. 499, p. 105—177.

Рекомендована к печати 6 декабря 2016 г. А.Э. Изохом Поступила в редакцию 13 июля 2016 г.