УДК 551

ВОЗРАСТ И ИСТОЧНИКИ РАСПЛАВОВ МЕТАВУЛКАНИТОВ ДЯГДАГЛЕЙСКОЙ ТОЛЩИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ БУРЕИНСКОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО МАССИВА, ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС

© 2024 г. Р. О. Овчинников^{1,} *, А. А. Сорокин¹, Е. Б. Сальникова², В. П. Ковач², Ю. В. Плоткина², Н. Ю. Загорная²

¹Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск, Россия ²Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия *e-mail: ovchinnikov@ignm.ru Поступила в редакцию 05.12.2023 г. После доработки 26.12.2023 г. Принята к публикации 30.12.2023 г.

Представлены результаты U-Pb (ID-TIMS) геохронологических, геохимических, Sm-Nd изотопно-геохимических исследований метавулканитов дягдаглейской толщи, относящихся к числу ключевых элементов в геологическом строении Буреинского континентального массива. Установлено, что возраст метавулканитов дягдаглейской толщи составляет 217 ± 7 млн лет и соответствует позднему триасу. Данный факт противоречит традиционным представлениям, в соответствии с которыми дягдаглейская толща относится к раннедокембрийским образованиям. Результаты Sm-Nd изотопно-геохимических исследований рассматриваемых метавулканитов свидетельствуют о плавлении пород континентальной коры с палеопротерозойскими модельными возрастами в процессе формирования родоначальных для них расплавов. Новые и опубликованные ранее геохронологические данные позволяют выделить как минимум два этапа магматической активности в триасе в пределах северо-западной части Буреинского массива: ~243 и 219-201 млн лет. На основе синхронного проявления неопротерозойских, раннепалеозойских, позднепалеозойских и раннемезозойских магматических процессов в истории геологического развития Буреинского и Сонгнен-Жангункайского массивов, выдвинуто предположение об их общей геологической истории, по крайней мере, с позднего неопротерозоя. Близкое пространственное положение метавулканитов дягдаглейской толщи с Монголо-Охотским складчатым поясом, их позднетриасовый возраст (217 ± 7 млн лет), а также геохимические особенности позволяют связывать образование исходных расплавов метавулканитов дягдаглейской толщи с внутриплитным магматизмом в тыловой зоне субдукции океанической плиты Монголо-Охотского океана под северную, в нынешних координатах, окраину Буреинского континентального массива.

Ключевые слова: Бурея-Цзямуси-Ханкайский супертеррейн, внутриплитный магматизм, метариолиты, U–Pb геохронология, Sm–Nd метод

DOI: 10.31857/S0869592X24040011, EDN: CMSQUR

введение

Реконструкция хронологии проявления основных этапов магматизма в геологической истории континентальных массивов Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), а также идентификация источников расплавов магматических пород имеют кардинальное значение не только для разработки интегрированной геодинамической модели формирования этого крупнейшего подвижного пояса Земли, но и для решения одной из важнейших проблем современной геологии и петрологии проблемы формирования и эволюции континентальной коры. При этом приоритетное значение имеет реконструкция наиболее ранних геологических процессов.

Буреинский континентальный массив относится к числу основных тектонических элементов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. В рамках существующих схем тектонического районирования (Парфенов и др., 2003; Ханчук, 2000) Буреинский массив, совместно с Цзямусинским и Ханкайским континентальными массивами, рассматривается в качестве составной части Бурея-Цзямуси-Ханкайского супертеррейна (рис. 1).

Согласно традиционно сложившимся представлениям, отраженным в легендах геологических карт последнего поколения (Петрук, Волкова,



Рис. 1. Схема геологического строения северной части Буреинского континентального массива (бассейн р. Иса). Составлена по (Чепыгин, 1977), с изменениями авторов.

1 — условно верхнеархейские биотитовые и двуслюдяные гнейсы и кристаллические сланцы, высокоглиноземистые гнейсы, биотит-роговообманковые и роговообманковые гнейсы дягдаглейской толщи; 2 — условно раннепротерозойские амфиболиты, роговообманковые и диопсидовые кристаллические сланцы и гнейсы; 3 — условно позднеархейские габбро-амфиболиты амурского комплекса; 4 — условно позднеархейские гнейсовидные гранитоиды древнебуреинского комплекса; 5 — условно раннепротерозойские рассланцованные гранитоиды нятыгранского комплекса; 6 — условно позднепалеозойские кварцевые диориты, гранодиориты, граниты тырмо-буреинского комплекса; 8 — раннемезозойские граниты, лейкограниты харинского комплекса; 9 — раннемеловые андезиты, дацитоандезиты, дациты, их туфы; 10 — нижне- и среднечетвертичные отложения; 11 — верхнечетвертичные отложения; 12 — разломы, 13 — место отбора образца для геохронологических исследований и его номер. На врезке: прямоугольником показано положение исследуемого объекта в структуре восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (тектоническая основа по (Красный, Пэн Юньбяо, 1999; Zhou, Wilde, 2013; Luan et al., 2017а)), с изменениями авторов; 14 — континентальные массивы/террейны: БЦХ — Бурея-Цзямуси-Ханкайский супертеррейн (БЦХ(Б) — Буреинский, БЦХ(Ц) — Цзямусинский, БЦХ(Х) — Ханкайский континентальный массивы/террейны); 15 — палеозойские—раннемезозойские складчатые пояса: МО — Монголо-Охотский складчатый пояс; 16 — позднеюрско-раннемеловые орогенные пояса; 17 — район исследования.

2006; Забродин и др., 2007; Серёжников, Волкова, 2007; Васькин, Дымович, 2009), наиболее древними породами Буреинского массива являются метаморфизованные в условиях амфиболитовой и реже гранулитовой фации первично-осадочные и магматические комплексы, относимые к раннедокембрийским образованиям. В то же время доказательств их раннедокембрийского возраста на данный момент не получено. Напротив, в результате

геохронологических исследований последних лет показано, что высокометаморфизованные образования Буреинского массива имеют не раннедокембрийский, а более молодой — неопротерозойский (Sorokin et al., 2019; Yang et al., 2020) и раннепалеозойский (Овчинников и др., 2020) возраст. Эти данные, в совокупности с оценками возраста, полученными для метаморфических комплексов, которые рассматриваются в качестве раннедокембрийского фундамента Аргунского (Zhou et al., 2011; Zhou, Wilde, 2013; Сальникова и др., 2012; Wu et al., 2012; Xu et al., 2012; Котов и др., 2013; Miao et al., 2015), Цзямусинского (Wilde et al., 2000; Котов и др., 2009; Сальникова и др., 2013; Zhou, Wilde, 2013; Luan et al., 2017a; Yang et al., 2017; 2018; Yang et al., 2022) и Ханкайского (Ханчук и др., 2010, 2022) массивов, и свидетельствующими об их неопротерозойском, палеозойском и мезозойском возрасте, указывают на необходимость пересмотра сложившихся представлений не только о геологической эволюции и происхождении указанных континентальных массивов, но и об эволюции всей восточной части ЦАСП в целом.

К числу ключевых элементов в строении Буреинского массива относятся метаморфические породы дягдаглейской толщи, традиционно рассматривающиеся в качестве его раннедокембрийского фундамента (Мартынюк и др., 1990; Петрук, Волкова, 2006; Геодинамика..., 2006). При этом данные образования практически не изучены; в частности, в опубликованной литературе имеется одна оценка максимального возраста накопления для циркона из парагнейсов дягдаглейской толщи, свидетельствующая об их раннепалеозойском или более молодом возрасте (Овчинников и др., 2020). Слабая изученность образований дягдаглейской толши выступает серьезным препятствием для понимания геологической эволюции Буреинского массива. В связи с этим нами проведены геохимические, Sm-Nd изотопно-геохимические исследования метавулканитов дягдаглейской толщи в бассейне р. Дягдагле в северо-западной части массива, а также U–Pb (ID-TIMS) геохронологические исследования циркона из них.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ БУРЕИНСКОГО МАССИВА И ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

По существующим представлениям, отраженным в легендах геологических карт последнего поколения (Петрук, Волкова, 2006; Забродин и др., 2007; Серёжников, Волкова, 2007; Васькин, Дымович, 2009), к числу наиболее древних образований Буреинского массива относятся неоархейские осалочные и магматические комплексы. метаморфизованные в условиях высокотемпературной амфиболитовой, реже гранулитовой фации метаморфизма. Первоначально на геологических картах масштаба 1 : 500 000 (Зубков, Турбин, 1984; Зубков, Васькин, 1984; Васькин, 1984 и др.) данные образования относились к "амурской серии". Позднее (Решения..., 1994) условно раннедокембрийские метаморфические образования Буреинского массива стали рассматриваться в составе дягдаглейской толщи, а "амурскую серию" стали выделять только в пределах Малохинганского

массива, являющегося продолжением Цзямусинского массива. В схемах корреляции геологических комплексов метаморфические образования дягдаглейской толщи по составу и степени метаморфизма сопоставляются с породами туловчихинской свиты "амурской серии" (Забродин и др., 2007; Серёжников, Волкова, 2007). На данный момент ни для метаморфических пород дягдаглейской толщи, ни для метаморфических пород амурской серии подтверждения их раннедокембрийского возраста получено не было. Напротив, в результате геохронологических исследований последних лет показано, что ортоамфиболиты и ортогнейсы туловчихинской свиты в центральной части Буреинского массива имеют неопротерозойский возраст – 950-920 млн лет (Sorokin et al., 2019), а парагнейсы дягдаглейской толщи северной части массива имеют раннепалеозойский возраст: нижняя возрастная граница накопления протолита ~487 млн лет (Овчинников и др., 2020).

5

К неоархею в строении Буреинского массива также относят тела метаморфизованных габброидов амурского и гранитоидов древнебуреинского комплексов (Петрук, Волкова, 2006; Забродин и др., 2007; Серёжников, Волкова, 2007; Васькин, Дымович, 2009), прорывающих метаморфические образования дягдаглейской толщи (Петрук, Волкова, 2006). Однако в результате геохронологических исследований было установлено, что формирование гранитоидов древнебуреинского комплекса и габбро-амфиболитов амурского комплекса связано не с раннедокембрийскими этапами магматизма, а с гораздо более молодыми, среднепермским — 264 ± 11 млн лет и раннеюрским — 194 ± 3 млн лет этапами соответственно (Овчинников и др., 2018).

К палеопротерозойским образованиям Буреинского массива относят слюдистые, часто углеродистые сланцы с пластами кварцитов и мраморов нятыгранской свиты, а также пространственно ассоциирующие с ними интрузии габброидов и гранитоидов нятыгранского комплекса (Мартынюк и др., 1990; Петрук, Волкова, 2006; Геодинамика..., 2006). В то же время недавно полученные геохронологические данные свидетельствуют о том, что в составе нятыгранского интрузивного комплекса оказались объединенными интрузии как минимум трех этапов неопротерозойского магматизма — 940–933, 896–891, 804–789 млн лет (Сорокин и др., 2017; Yang et al., 2020).

К неопротерозойскому уровню в строении Буреинского массива относятся терригенные, терригенно-карбонатные и вулканогенные отложения, объединяемые в составе "туранской серии" (Решения..., 1994; Серёжников, Волкова, 2007; Васькин, Дымович, 2009). Данные, подтверждающие их неопротерозойский возраст, отсутствуют. Напротив, для метариолитов (Сорокин и др., 2011) и метапесчаников (Сорокин и др., 2014) туранской серии установлен кембрийский возраст.

Эдиакарские и нижнекембрийские терригенно-карбонатные отложения, содержащие микрофитолиты и археоциаты (мельгинская, чергиленская, аллинская свиты) представлены в центральной части Буреинского континентального массива в пределах Мельгинского прогиба (Решения.... 1994; Петрук, Волкова, 2006; Геодинамика..., 2006). В песчаниках чергиленской и аллинской свит Мельгинского прогиба преобладает детритовый циркон неопротерозойского (~80% проанализированных цирконов) и мезопротерозойского возраста, палеопротерозойский возраст установлен в единичных случаях (Ovchinnikov et al., 2019). На кривой относительной вероятности возрастов выделяются следующие максимумы возрастов детритовых цирконов – 1.78, 1.64, 1.45, 1.18, 0.94 и 0.82 млрд лет.

Большая часть Буреинского континентального массива сложена ранне- и позднепалеозойскими, а также раннемезозойскими гранитоидами. Наиболее ранние из них представлены габбро-гранитовым кивилийским и гранитовым суларинским комплексами (Петрук, Волкова, 2006; Забродин и др., 2007; Серёжников, Волкова, 2007; Васькин, Дымович, 2009). В легендах геологических карт последнего поколения эти образования считаются ордовикскими (Петрук, Волкова, 2006: Забродин и др., 2007; Серёжников, Волкова, 2007; Васькин, Дымович, 2009), в то время как результаты геохронологических исследований последних лет указывают на широкий возрастной интервал проявления раннепалеозойского магматизма - от раннего кембрия до позднего силура (541-426 млн лет; Ovchinnikov et al., 2021).

Наиболее распространены в пределах Буреинского массива известково-щелочные гранитоиды, относимые (Мартынюк и др., 1990; Петрук, Волкова, 2006; Васькин, Дымович, 2009 и др.) к позднепалеозойскому многофазному габбро-диорит-гранодиорит-гранитовому тырмо-буреинскому комплексу. Однако установлено, что целая серия петротипических массивов этого комплекса имеет не позднепалеозойский, а раннемезозойский возраст – 218–185 млн лет (Сорокин и др., 2007, 2010). Раннемезозойские оценки возраста были также получены для щелочных, субщелочных гранитоидов и вулканитов центральной части массива – 240– 199 млн лет (Sorokin et al., 2016; Long et al., 2021).

Наиболее молодые образования Буреинского континентального массива представлены позднемезозойскими терригенными толщами, вулканическими и вулканоплутоническими комплексами (Петрук, Волкова, 2006; Забродин и др., 2007; Серёжников, Волкова, 2007; Васькин, Дымович, 2009).

Объектом наших исследований являются метавулканиты дягдаглейской толщи северо-западной части массива (рис. 1). Эта толща представлена в небольших береговых обнажениях в верховьях ручья Дягдагле. Она сложена биотитовыми, биотит-роговообманковыми, гранат-биотитовыми, двуслюдяными гнейсами и кристаллическими сланцами, содержащими пачки и прослои амфиболитов, кварцитов и мраморов. Мощность толщи составляет около 1000 м (Чепыгин, 1977; Геодинамика..., 2006).

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

Исследование химического состава пород выполнено с использованием рентгенофлуоресцентного метода (основные породообразующие компоненты. Zr) в Институте геологии и природопользования ДВО РАН (г. Благовещенск) и с помощью метода 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 геохимии СО РАН (г. Иркутск). Гомогенизация порошковых проб для РФА выполнена путем сплавления со смесью метабората и тетрабората лития в муфельной печи при температуре 1050–1100°С. Величина интенсивности аналитических линий скорректирована на фон, эффекты поглощения и вторичной флуоресценции. Измерения проводились на рентгеновском спектрометре Pioneer 4S.

Химическая подготовка проб для ICP-MS метода проводилась путем сплавления образцов с безводным метаборатом лития в стеклоуглеродных тиглях при температуре 1150° С в высокочастотной индукционной печи ВЧГ-4, с последующим разложением плавня смесью перегнанных кислот HF и HNO₃ и отгонкой SiF₄. Измерения проводились на ICP/HRMS масс-спектрометре ELEMENT-2. Относительная погрешность определения содержаний главных и малых элементов составила 3–10%.

Выделение циркона для геохронологических исследований проведено по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. U-Pb (ID-TIMS) геохронологические исследования выполнены в Институте геологии и геохронологии докембрия (ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург). Выбранные для U-Pb геохронологических исследований кристаллы циркона (или их фрагменты) подвергались многоступенчатому удалению поверхностных загрязнений в спирте, ацетоне и 1 М HNO₂. При этом после каждой ступени эти кристаллы промывались особо чистой водой. Химическое разложение циркона и выделение U и Pb выполнялось по модифицированной методике T.E. Kpoy (Krogh, 1973). Изотопные анализы выполнены на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON TI как в статическом режиме, так и при помощи счетчика ионов. Для изотопных

исследований использовался трассер $^{235}U^{-202}$ Pb. Точность определения содержаний U и Pb составила 0.5%. Холостое загрязнение не превышало 15 пг Pb и 1 пг U. Обработка экспериментальных данных проводилась при помощи программ PbDAT (Ludwig, 1991) и ISOPLOT (Ludwig, 2003). 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 149 Sm $^{-150}$ Nd, разлагали в тефлоновых бюксах в смеси HCl + HF + HNO₃ при температуре 110°С. Полнота разложения проверялась под бинокуляром. Редкоземельные элементы были выделены посредством стандартной катионообменной хроматографии на колонках смолы BioRadAG1-X8 200-400 меш, a 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 масс-спектрометре TRITON ТІ в статическом режиме. Измеренные отношения ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd нормализованы к отношению 146 Nd/ 144 Nd = 0.7219 и приведены к отношению 143 Nd/ 144 Nd = 0.512115 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 составляет $\pm 0.5\%$, изотопных отношений 147 Sm/ 144 Nd - ±0.5%, 143 Nd/ 144 Nd - ±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 деплетированной мантии (DM) по (Goldstein, Jacobsen, 1988) (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.513151, ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.21365). Для учета возможного фракционирования Sm и Nd во внутрикоровых процессах рассчитаны двустадийные Nd-модельные возрасты $t_{Nd(C)}$ (Keto, Jacobsen, 1987) с использованием среднекорового отношения ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.12 (Taylor, McLennan, 1985).

7

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

Метавулканиты, отобранные в береговых обнажениях ручья Дягдагле, обладают серым, с зеленоватым оттенком, цветом и порфировой структурой (рис. 2). Вкрапленники представлены кварцем, плагиоклазом, калиевым полевым шпатом и реже биотитом. Основная масса сложена преимущественно кварцем. Акцессорные минералы представлены цирконом и ильменитом.

На диаграммах SiO₂–(Zr/TiO₂)×0.0001 и SiO₂– Nb/Y (Winchester, Floyd, 1977) точки составов метавулканитов дягдаглейской толщи занимают поля, соответствующие риолитам и кислым породам семейства пантеллеритов-комендитов (рис. 3а, 3б). По соотношению Zr–Y (Ross, Bédard, 2009) и Th– Co (Hastie et al., 2007) рассматриваемые метавулканиты отвечают породам известково-щелочной (рис. 3в) и высококалиевой известково-щелочной серий (рис. 3г). Для них установлены низкие величины ASI = 0.87–0.92 (табл. 1), свойственные метаглиноземистым породам (рис. 3д), и высокие значения железистости Fe₂O₃*/(Fe₂O₃* + MgO) = = 0.82–0.86 (рис. 3е).



Рис. 2. Фотография и микрофотография метавулканита дягдаглейской толщи северо-западной части Буреинского массива. bt – биотит; kfs – калиевый полевой шпат; qz – кварц.



Рис. 3. Классификационные диаграммы SiO_2 -(Zr/TiO₂) × 0.0001 (a), SiO_2 -Nb/Y (б) (Winchester, Floyd, 1977), Zr-Y (в) (Ross, Bédard, 2009), Th-Co (Hastie et al., 2007) (г), $Al_2O_3/(Na_2O + K_2O) - Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$ (Maniar, Piccoli, 1989) (д), FeO^{tot}/(FeO^{tot}+MgO)-SiO₂ (Frost et al., 2001) (е) для метавулканитов дягдаглейской толщи северо-западной части Буреинского массива.

Метавулканиты дягдаглейской толщи характеризуются слабо- и умеренно- фракционированным распределением РЗЭ ([La/Yb]_n = 1.30–15.22), с обогащением легкими РЗЭ ([La/Sm]_n = 1.78–4.44), и слабо фракционированным распределением тяжелых РЗЭ ([Gd/Yb]_n = 0.52–2.25), с отчетливо

выраженной отрицательной европиевой аномалией $Eu/Eu^* = 0.09 - 0.28$ (рис. 4а). На графиках распределения нормированных к примитивной мантии содержаний микроэлементов отчетливо выражены отрицательные аномалии Nb, Sr, Ti и положительные аномалии Th, Ta, Pb, Nd, Gd (рис. 4б).

			Номер образца		
Компоненты	R-46-7	R-46-4	R-48-3	R-48-5	R-48-7
	1	2	3	4	5
SiO ₂	74.2	73.8	73.8	73.6	74.2
TiO ₂	0.15	0.08	0.07	0.13	0.08
Al_2O_3	12.3	12.8	13.1	12.7	12.6
Fe ₂ O ₃ *	2.11	1.86	1.92	2.56	1.95
MnO	0.04	0.04	0.05	0.03	0.05
MgO	0.45	0.38	0.38	0.40	0.39
CaO	1.25	1.23	1.09	1.06	1.24
Na ₂ O	4.04	4.89	5.01	4.13	4.47
K ₂ O	4.56	4.19	4.03	4.66	4.26
P_2O_5	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01
Ппп	0.33	0.24	0.31	0.39	0.31
Сумма	99.5	99.5	99.7	99.6	99.6
Ga	19.8	21.9	22.0	20.9	21.2
Rb	225	229	232	189	233
Sr	30.9	7.41	9.08	14.0	7.72
Ba	136	21.2	20.6	50.4	18.4
La	30.5	9.27	3.76	40.7	9.95
Ce	54.2	26.4	5.02	71.6	26.3
Pr	7.07	2.92	0.93	8.96	3.00
Nd	25.5	11.2	3.61	30.9	11.1
Sm	5.43	3.26	1.13	5.73	2.97
Eu	0.41	0.10	0.11	0.25	0.09
Gd	5.03	3.18	1.27	5.00	2.73
Tb	0.72	0.50	0.27	0.66	0.44
Dy	3.78	2.91	2.09	3.36	2.55
Но	0.71	0.57	0.48	0.62	0.51
Er	2.00	1.76	1.68	1.82	1.57
Tm	0.28	0.28	0.28	0.26	0.24
Yb	1.81	1.93	1.96	1.82	1.66
Lu	0.25	0.28	0.29	0.26	0.24
Y	18.7	14.5	13.1	16.5	14.0
Nb	22.2	22.1	23.3	15.9	22.0
Та	3.08	2.81	3.61	1.75	2.38
Zr	129	104	94.0	151	94.0
Th	24.2	23.8	16.2	23.9	22.7
U	2.63	3.07	6.51	4.73	5.56
Pb	28.9	34.4	32.5	30.5	33.7

Таблица 1. Химический состав представительных образцов метавулканитов дягдаглейской толщи северозападной части Буреинского континентального массива

ОВЧИННИКОВ и др.

	Номер образца							
Компоненты	R-46-7	R-46-4	R-48-3	R-48-5	R-48-7			
	1	2	3	4	5			
Cu	3.74	1.02	6.75	2.79	1.15			
Zn	43.6	40.6	30.9	40.1	49.9			
V	2.13	0.84	1.66	1.01	1.17			
Cr	57.5	45.7	91.0	51.9	56.3			
Co	0.89	0.46	0.71	0.90	0.62			
Ni	3.87	2.83	4.74	3.22	3.44			
[La/Yb] _n	11.4	3.27	1.30	15.2	4.06			
Eu/Eu*	0.23	0.09	0.28	0.14	0.09			
$Na_2O + K_2O$	8.60	9.08	9.04	8.79	8.73			
ASI	0.89	0.87	0.90	0.92	0.89			
ANK	1.06	1.02	1.04	1.07	1.06			

Таблица 1. Окончание

Примечание. Содержания главных элементов приведены в мас.%, малых элементов – в мкг/г. Fe₂O₃* – общее железо в форме Fe₂O₃.



Рис. 4. Распределение редкоземельных (а) и редких (б) элементов в метавулканитах дягдаглейской толщи северо-западной части Буреинского массива.

Состав хондрита по (McDonough, Sun, 1995), состав примитивной мантии по (Sun, McDonough, 1989).

РЕЗУЛЬТАТЫ U-Рb ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Циркон, выделенный из метавулканита (обр. R-46-7), представлен идиоморфными прозрачными и полупрозрачными кристаллами короткопризматического, призматического и длиннопризматического габитуса, светло-желтого цвета, ограненными комбинацией призм {100}, {110} и дипирамид {101}, {112} и {211} (рис. 5, I–III). Кристаллы обладают нормальным двупреломлением и тонкозональным внутренним строением (рис. 5, IV–VI). Размер кристаллов изменяется от 50 до 200 мкм; К_{удл} = 1.0–4.0.

Для проведения U–Pb геохронологических исследований были использованы три микронавески наиболее прозрачных и идиоморфных кристаллов циркона размером 50–85 и 85–100 мкм, преимущественно длиннопризматического габитуса (табл. 2). Точки его изотопного состава образуют дискордию, нижнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 217 \pm 7 млн лет (верхнее пересечение равно 1254 \pm 960 млн лет, СКВО = 0.44) (рис. 6).

Принимая во внимание морфологические особенности изученного циркона, указывающие на его магматическое происхождение, полученное значение возраста можно рассматривать в качестве возраста кристаллизации протолита вулканитов дягдаглейской толщи.



Рис. 5. Микрофотографии кристаллов циркона в режиме вторичных электронов и в режиме катодолюминесценции.



Рис. 6. Диаграмма с конкордией для циркона из метавулканита (обр. R-46-7) дягдаглейской толщи северо-западной части Буреинского массива.

РЕЗУЛЬТАТЫ Sm-Nd ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Результаты изотопно-геохимических исследований приведены в табл. 3. Метариолиты дягдаглейской толщи характеризуются отрицательными величинами $\varepsilon_{Nd(t)} = -10.6$ и палеопротерозойскими значениями Nd-модельного возраста $t_{Nd(DM)} = 1.8$ млрд лет.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В результате проведенных геохронологических исследований показано, что возраст метариолитов дягдаглейской толщи составляет 217 ± 7 млн лет и соответствует позднему триасу, а не раннему докембрию, как традиционно предполагалось ранее (Решения..., 1994; Геодинамика..., 2006; Петрук, Волкова, 2006). Необходимо также отметить, что, в соответствии с ранее полученными данными (Овчинников и др., 2020), для парагнейсов дягдаглейской толщи был установлен раннепалеозойский возраст – нижняя возрастная граница накопления протолита ~487 млн лет, что с большой долей вероятности свидетельствует о том, что в составе дягдаглейской толщи совмещены разновозрастные образования.

Метавулканиты дягдаглейской толщи обладают отрицательными значениями $\varepsilon_{Nd(t)} = -10.6$ и палеопротерозойскими значениями модельного возраста $t_{Nd(DM)} = 1.8$ млрд лет, что позволяет предполагать участие пород континентальной

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ том 32 № 4 2024

;	Размерная		ž			Изото	пные отнош	ения			Bo	зраст, млн л	leT
п/п	фракция (мкм) и характеристика циркона	Habecka, Mr	Pb, MKT/T	U, MKT/T	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	207 Pb/ 206 Pb ^a	$^{208}{\rm Pb}/^{206}{\rm Pb}^{\rm a}$	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb
	85-100, 30 крист.	0.35	7.10	164	277	0.0516 ± 2	0.1495 ± 1	0.2522 ± 11	0.0354 ± 1	0.56	228±1	224±1	269±8
2	50-5, 40 крист.	0.28	9.41	230	454	0.0515 ± 2	0.1541 ± 1	0.2499 ± 9	0.0352 ± 1	0.49	227±1	223±1	265±8
3	85-100, 30 крист.	0.24	9.89	403	132	0.0512±2	0.1669 ± 1	0.2469 ± 11	$0.0350{\pm}1$	0.48	224±1	222±1	249±9

Таблица 2. Результаты U–Pb изотопных исследований циркона из метавулканита дягдаглейской толци северо-западной части Буреинского массива

Примечания: ^а – изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; Rho – коэффициент корреляции ошибок отношений ²⁰⁷Pb/²³⁵U –²⁰⁶Pb/²³⁸U. Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам. Таблица 3. Результаты Sm-Nd изотопно-геохимических исследований метавулканитов дягдаглейской толци северо-западной части Буреинского континентального массива

Номер образца	Возраст, млн лет	Sm, mkr/r	Nd, MKT/F	147 Sm $/^{144}$ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd* (±26изм.)	€Nd(0)	ENd(t)	t _{Nd(DM)} , МЛН ЛСТ	t _{Nd(DM2-st)} , млн лет
R-46	217	6.37	33.79	0.1140	0.511976±2	-12.9	-10.6	1793	1893
Примечание. (*) Погрешност	rb (2s) cootberc	твует последни	м значащим циф	рам после запятой.				

ОВЧИННИКОВ и др.

T

коры палеопротерозойского возраста в процессе формирования родоначальных расплавов рассматриваемых метавулканитов. Близкими изотопными характеристиками обладают неопротерозойские ортогнейсы и ортоамфиболиты туловчихинской свиты ($t_{Nd(DM)} = 2.2 - 1.5$ млрд лет; Sorokin et al., 2019), неопротерозойские гранитоиды нятыгранского комплекса (t_{Nd(DM)} = 1.8–1.7 млрд лет; Сорокин и др., 2017), ордовикские гранитоиды кивилийского комплекса (t_{Nd(DM)} = 1.9–1.8 млрд лет; Овчинников и др., 2020) центральной части Буреинского массива. При этом палеопротерозойских и более древних комплексов в строении Буреинского массива на данный момент не установлено. Как показали исследования кембрийских осадочных образований Буреинского массива, в них преобладают детритовые цирконы неопротерозойского и мезопротерозойского возраста, палеопротерозойский возраст установлен лишь для единичных зерен (Ovchinnikov et al., 2019). Принимая во внимание значительное присутствие цирконов мезопротерозойского возраста в кембрийских осадочных породах Мельгинского прогиба (Ovchinnikov et al., 2019) и их изотопные параметры $(t_{Hf(C)} = 1.6 - 2.0$ млрд лет), мы предполагаем, что в качестве субстрата для рассматриваемых метавулканитов, как и для пород со схожими изотопными характеристиками в центральной части массива, могли выступать мезопротерозойские породы с палеопротерозойскими Nd-модельными возрастами.

Полученная позднетриасовая оценка возраста для метариолитов дягдаглейской толщи $(217 \pm 7 \text{ млн лет})$, в совокупности с ранее опубликованными геохронологическими данными для монцогранитов Кераганского плутона (243 ± 3 млн лет, U-Pb метод, LA-ICP-MS; Ovchinnikov et al., 2023), биотитовых микроклиновых гранитов Нижнестойбинского массива (219 ± 1 млн лет, U-Pb метод, ID-TIMS; Сорокин и др., 2010), лейкогранитов Большекурбинского (212 ± 5 млн лет, U–Pb метод, SIMS) и Индукачинского (201 ± 6 млн лет, U-Рь метод, SIMS) массивов (Агафоненко, 2001), позволяет наметить как минимум два этапа магматической активности в триасе в пределах северо-западной части Буреинского массива: ~243 и 219-201 млн лет, соответствующие среднему и позднему триасу (табл. 4). Близкие интервалы проявления магматической активности также выделяются и в центральной части массива: ~240 млн лет (сиенограниты, 240 ± 1 млн лет, U-Pb метод, LA-ICP-MS) и 226-208 млн лет (кварцевые сиениты, 226 ± 2 млн лет; гранит-порфиры, 225 ± 1 млн лет; сиенограниты, 214 ± 1 млн лет; U-Pb метод, LA-ICP-MS; Long et al., 2021; лейкограниты, 209 ± 1 млн лет; трахириолиты, 208 ± 1 млн лет; U-Pb метод, ID-TIMS; Sorokin et al., 2016). Таким образом, среднетриасовый и позднетриасовый преимущественно гранитоидный магматизм охватывал всю территорию Буреинского массива.

Таблица 4. Сводная таблица геохронологических данных для триасовых магматических пород Буреинского и Сонгнен-Жангункайского континентальных массивов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса

	Порода	Метод датирования	Возраст, млн лет	Ссылка
	Ce	еверо-западная часть Буреинско	ого массива	
1	Монцогранит	U-Pb метод, LA-ICP-MS	243 ± 3	Ovchinnikov et al., 2023
2	Биотитовый гранит	U-Pb метод, ID-TIMS	219 ± 1	Сорокин и др., 2010
3	Метариолит	U-Pb метод, ID-TIMS	217 ± 7	данная работа
4	Лейкогранит	U-Pb метод, SIMS	212 ± 5	Агафоненко, 2001
5	Лейкогранит	U-Pb метод, SIMS	201 ± 6	Агафоненко, 2001
		Центральная часть Буреинского	о массива	
1	Сиеногранит	U-Pb метод, LA-ICP-MS	240 ± 1	Long et al., 2021
2	Кварцевый сиенит	U-Pb метод, LA-ICP-MS	226 ± 2	Long et al., 2021
3	Гранит-порфир	U-Pb метод, LA-ICP-MS	225 ± 1	Long et al., 2021
4	Сиеногранит	U-Pb метод, LA-ICP-MS	214 ± 1	Long et al., 2021
5	Лейкогранит	U-Pb метод, ID-TIMS	209 ± 1	Sorokin et al., 2016
6	Трахириолит	U-Pb метод, ID-TIMS	208 ± 1	Sorokin et al., 2016
	•	Сонгнен-Жангункайский м	ассив	
1	Монцогранит	U-Pb метод, LA-ICP-MS	251 ± 2	Long et al., 2020
2	Монцогранит	U-Pb метод, LA-ICP-MS	251 ± 1	Long et al., 2022
3	Гранодиорит	U-Pb метод, LA-ICP-MS	244 ± 2	Wei, 2012
4	Гранодиорит	U-Pb метод, LA-ICP-MS	234 ± 2	Wei, 2012
5	Двуслюдяной сланец	U-Pb метод, LA-ICP-MS	228 ± 2	Wang et al., 2012
6	Двуслюдяной сланец	U-Pb метод, LA-ICP-MS	226 ± 3	Wang et al., 2012
7	Гранитоид	U-Pb метод, LA-ICP-MS	222 ± 5	Sun et al., 2004
8	Гранодиорит	U-Pb метод, LA-ICP-MS	219 ± 1	Zhao et al., 2018
9	Монцогранит	U-Pb метод, LA-ICP-MS	217 ± 1	Zhao et al., 2018
10	Пироксенит	U–Pb метод, SIMS	217 ± 3	Wu et al., 2004
11	Сиеногранит	U-Pb метод, LA-ICP-MS	216 ± 3	Sun et al., 2005
12	Монцогранит	U-Pb метод, LA-ICP-MS	215 ± 3	Long et al., 2020
13	Монцогранит	U-Pb метод, LA-ICP-MS	215 ± 1	Long et al., 2020
14	Риолит	U-Pb метод, LA-ICP-MS	214 ± 3	Wang et al., 2015
15	Сиеногранит	U-Pb метод, LA-ICP-MS	214 ± 2	Long et al., 2020
16	Монцогранит	U-Pb метод, LA-ICP-MS	212 ± 2	Wei, 2012
17	Щелочной гранит	U–Pb метод, ID-TIMS	212 ± 2	Wu et al., 2002
18	Габбро	U-Pb метод, LA-ICP-MS	211 ± 2	Long et al., 2020
19	Монцогранит	U-Pb метод, LA-ICP-MS	211 ± 1	Wei, 2012
20	Габбро	U-Pb метод, LA-ICP-MS	210 ± 2	Long et al., 2020
21	Монцогранит	U-Pb метод, LA-ICP-MS	210 ± 2	Wei, 2012
22	Монцонит	U-Pb метод, LA-ICP-MS	210 ± 2	Sun et al., 2004
23	Сиеногранит	U-Pb метод, LA-ICP-MS	205 ± 2	Guo et al., 2016
24	Монцогранит	U-Pb метод, LA-ICP-MS	204 ± 3	Long et al., 2020
25	Сиеногранит	U-Pb метод, LA-ICP-MS	204 ± 2	Guo et al., 2016
26	Монцогранит	U-Pb метод, LA-ICP-MS	204 ± 3	Zhu et al., 2022

0.05 201 млн ле Относительная вероятность 212 0 0.04 Сонгнен-0.03 Жангункайский массив N=26 млн лет 0.02 51 0.01 0 200 160 180 240 220 260 Возраст, млн лет

Рис. 7. Геохронологические данные для циркона из магматических и метамагматических комплексов северо-западной (синий цвет (настоящая работа; Araфoненко, 2001; Сорокин и др., 2010; Ovchinnikov et al., 2023)) и центральной частей (красный цвет (Sorokin et al., 2016; Long et al., 2021)) Буреинского континентального массива в сравнении с кривой относительной вероятности возрастов цирконов из триасовых гранитоидов Сонгнен-Жангункайского массива (reохронологические данные из (Wu et al., 2002, 2004; Sun et al., 2004, 2005; Wang et al., 2012, 2015; Wei, 2012; Guo et al., 2016; Zhao et al., 2018; Long et al., 2020, 2022)).

Практически идентичные интервалы проявления магматических процессов в раннем мезозое (рис. 7) характерны также для соседнего с Буреинским Сонгнен-Жангункайского массива: ~251 млн лет (U-Pb метод, LA-ICP-MS; Long et al., 2020, 2022), ~244 млн лет (U-Рь метод, LA-ICP-MS: Wei, 2012). 234-204 млн лет (U-Pb метод. ID-TIMS. SHRIMP, Wu et al., 2002, 2004; U-Pb метод, LA-ICP-MS, Sun et al., 2004, 2005; U-Pb метод, LA-ICP-MS, Wang et al., 2012, 2015; U-Pb метод, LA-ICP-MS, Wei, 2012; U-Pb метод, LA-ICP-MS, Guo et al., 2016; U-Pb метод, LA-ICP-MS, Zhao et al., 2018; U-Pb метод, LA-ICP-MS, Long et al., 2020; U-Pb метод, LA-ICP-MS, Zhu et al., 2022). Нельзя не отметить, что возрастные интервалы проявления триасового магматизма в строении Сонгнен-Жангункайского массива более детальные, что объясняется большей геохронологической изученностью данного массива. Учитывая практически синхронное проявление неопротерозойских (Сорокин и др., 2017; Luan et al., 2017b, 2019, 2022; Yang et al., 2020), раннепалеозойских (Ovchinnikov et al., 2021), позднепалеозойских и раннемезозойских (Ovchinnikov et al., 2023) магматических процессов в строении Буреинского и Сонгнен-Жангункайского массивов, можно предполагать общую геологическую историю этих массивов, по крайней мере, с позднего неопротерозоя.

Раннемезозойские интрузивные образования широко распространены в строении континентальных массивов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (Wu et al., 2011; Zhou, Wilde, 2013; Tang et al., 2016; Li et al., 2017; Wang et al., 2017) и являются отражением масштабных тектонических процессов, имевших определяющее значение в формировании структуры Восточной Азии. На этот отрезок геологической истории приходится окончательное закрытие Палеоазиатского (Cao et al., 2013; Jing et al., 2022) и Монголо-Охотского океанов (Парфенов и др., 2003; Sorokin et al., 2020), а также начало формирования конвергентной границы вдоль тихоокеанской окраины Азии (Wu et al., 2011; Xu et al., 2013).

Для определения палеотектонических обстановок формирования исходных расплавов метавулканитов дягдаглейской толщи, прежде всего, необходимо обратиться к геохимическим данным. Рассматриваемые метавулканиты характеризуются высокими содержаниями Nb (15.9–23.3 мкг/г). Ga (19.8–22.0 мкг/г), Th (16.2–24.2 мкг/г), при низких содержаниях Sr (7.41-30.9 мкг/г) (табл. 1). Они обладают железистым валовым составом $(Fe_2O_3^*/(Fe_2O_3^* + MgO) = 0.82 - 0.86)$ (рис. 3e) и отвечают кислым породам семейства пантеллеритов-комендитов на дискриминационной диаграмме Винчестера и Флойда (рис. 36). На графиках распределения РЗЭ (рис. 4а) отмечается слабофракционированное распределение тяжелых РЗЭ $([Gd/Yb]_n = 0.52-2.25)$ и ярко выраженная отрицательная европиевая аномалия (Eu/Eu*= 0.09-0.28).



Рис. 8. Тектонические дискриминационные диаграммы Rb–(Y + Nb), Nb–Y (a, б) (Pearce et al., 1984) для метавулканитов дягдаглейской толщи северо-западной части Буреинского массива. Поля на диаграммах: ORG – граниты океанических рифтов; VAG – граниты вулканических (островных) дуг; syn-COLG –

синколлизионные граниты; post-COLG – постколлизионные граниты; WPG – внутриплитные граниты.

Данные геохимические особенности характерны для гранитоидов и вулканитов А-типа (Whalen et al., 1987). При этом стоит отметить умеренные и низкие содержания Се (5.02-71.6 мкr/r), Y (13.1-18.7 мкr/r) и Zr (94-151 мкr/r) относительно содержаний в гранитах А-типа (Whalen et al., 1987). На тектонических диаграммах Пирса (Pearce et al., 1984) Rb–(Y + Nb), Nb–Y (рис. 8a, 86) фигуративные точки составов метавулканитов дягдаглейской толщи занимают переходное положение между полями составов магматических пород, сформировавшихся в геодинамических обстановках островных дуг, син- и постколлизионных условиях.

Принимая во внимание близкое пространственное положение рассматриваемых метавулканитов с Монголо-Охотским складчатым поясом (рис. 1), их позднетриасовый возраст (217 ± 7 млн лет), широко проявленную, связанную с субдукцией океанической плиты Монголо-Охотского океана позднетриасовую магматическую активность в пределах Аргунского массива (~225 млн лет и 205 млн лет; Tang et al., 2016) и северо-восточной части массива Сингъян (228–223 млн лет; Li et al., 2017), а также геохимические особенности, можно предполагать, что формирование исходных расплавов метавулканитов дягдаглейской толщи связано с позднетриасовым этапом магматизма в тыловой зоне субдукции океанической плиты Монголо-Охотского океана под северную, в нынешних координатах, окраину Буреинского континентального массива. В рамках имеющихся ограниченных данных мы предполагаем, что механизмом, ответственным за растяжение в тыловой части вулканической дуги, являлся отрыв слэба с образованием слэб-виндоу, последующим плавлением континентальной коры и проявлением в задуговой области внутриплитного магматизма (Gordienko, 2019).

выводы

(1) Метавулканиты дягдаглейской толщи северо-западной части Буреинского континентального массива имеют позднетриасовый (217 ± 7 млн лет), а не раннедокембрийский возраст, как традиционно считалось ранее.

(2) Для метавулканитов дягдаглейской толщи характерны отрицательные величины $\varepsilon_{Nd(t)} = -10.6$ и палеопротерозойские значения $t_{Nd(DM)} = 1.8$ млрд лет, свидетельствующие о плавлении преимущественно коровых источников с палеопротерозойскими модельными возрастами в процессе формирования родоначальных для них расплавов.

(3) Полученные и опубликованные ранее геохронологические данные позволяют выделить как минимум два этапа магматической активности в триасе в пределах северо-западной части Буреинского массива: ~243 и 219–201 млн лет назад. Принимая во внимание синхронное проявление неопротерозойских, раннепалеозойских, позднепалеозойских и раннемезозойских магматических процессов в строении Буреинского и Сонгнен-Жангункайского массивов, можно предлагать общую геологическую историю этих массивов, по крайней мере, с позднего неопротерозоя.

(4) Формирование исходных расплавов метавулканитов дягдаглейской толщи связано с позднетриасовым этапом внутриплитного магматизма в тыловой зоне субдукции океанической плиты Монголо-Охотского океана под северную, в нынешних координатах, окраину Буреинского континентального массива.

Благодарности. Авторы благодарят сотрудников аналитической лаборатории Института геологии и природопользования ДВО РАН (Е.Н. Воропаеву, О.Г. Медведеву, А.И. Палажченко, В.И. Рождествину, Е.В. Ушакову, Н.В. Мудровскую) за выполнение аналитических исследований.

Источники финансирования. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-77-00001, https://rscf.ru/ project/22-77-00001/

Конфликт интересов. Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Агафоненко С.Г. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Тугурская. Лист N-53-XXVI. Ред. Махинин А.В. СПб.: ВСЕГЕИ, 2001.

Васькин А.Ф. Геологическая карта региона БАМ. Масштаб 1 : 500 000. Лист N-53-В. Ред. Турбин М.Т. Л.: ВСЕГЕИ, 1984.

Васькин А.Ф., Дымович В.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000. Третье поколение. Серия Дальневосточная. Лист М-53 (Хабаровск). СПб.: ВСЕГЕИ, 2009.

Геодинамика, магматизм и металлогения востока России. Ред. Ханчук А.И. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.

Забродин В.Ю., Гурьянов В.А., Кисляков С.Г., Кременецкая Н.А., Махинин А.В., Опалихина Е.С. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000. Серия Дальневосточная. Лист N-53. Третье поколение. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007.

Зубков В.Ф., Васькин А.Ф. Геологическая карта региона БАМ. Масштаб 1 : 500 000. Лист М-52-Б. Ред. Кулиш Е.А. Л.: ВСЕГЕИ, 1984.

Зубков В.Ф., Турбин М.Т. Геологическая карта региона БАМ. Масштаб 1 : 500 000. Лист N-52-Г. Ред. Золотов М.Г. Л.: ВСЕГЕИ, 1984.

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) // Докл. АН. 2009. Т. 424. № 5. С. 644–647.

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. Масштаб 1: 2500000. 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: ПГО "Дальгеология", 1990. 215 с.

Овчинников Р.О., Сорокин А.А., Кудряшов Н.М. Возраст условно раннедокембрийских интрузивных комплексов северной части Буреинского континентального массива (Центрально-Азиатский складчатый пояс) // Тихоокеанская геология. 2018. Т. 37. № 4. С. 56–70.

Овчинников Р.О., Сорокин А.А., Ковач В.П., Котов А.Б. Раннепалеозойский возраст и природа протолита метаморфических пород дягдаглейской толщи, Буреинский континентальный массив, Центрально-Азиатский складчатый пояс // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2020. Т. 28. № 3. С. 48–62.

Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бодарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кульмин 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.

Петрук Н.Н., Волкова Ю.Р. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1000000. Серия Дальневосточная. Лист М-52. Третье поколение. СПб.: ВСЕГЕИ, 2006.

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-Рb и Lu– Нf изотопных исследований детритовых цирконов // Докл. AH. 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 // Докл. AH. 2013. T. 453. № 4. С. 416–419.

Серёжников А.Н., Волкова Ю.Р. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1000000. Третье поколение. Серия Дальневосточная. Лист N-52 (Зея). СПб.: ВСЕГЕИ, 2007.

Сорокин А.А., Кудряшов Н.М., Котов А.Б. Возраст и геохимические особенности массива раннемезозойских гранитоидов южной части Буреинского террейна // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26. № 5. С. 55–66. 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. 2010. Т. 51. № 5. С. 717–728.

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 // Докл. АН. 2011. 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 // Докл. AH. 2014. T. 456. № 6. С. 707–711.

Сорокин А.А., Овчинников Р.О., Кудряшов Н.М., Котов А.Б., Ковач В.П. Два этапа неопротерозойского магматизма в истории формирования Буреинского континентального массива Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 10. С. 1479–1499.

Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 5–34.

Ханчук А.И., Вовна Г.М., Киселёв В.И., Мишкин М.А., Лаврик С.Н. Первые результаты U-Рb геохронологических исследований пород гранулитового комплекса Ханкайского массива Приморья (метод LA-ICP-MS) // Докл. АН. 2010. Т. 434. № 2. С. 212–215.

Ханчук А.И., Аленичева А.А., Голозубов В.В., Кандауров А.Т., Юрченко Ю.Ю., Сергеев С.А. Ханкайский массив: гетерогенность фундамента и региональные корреляции // Тихоокеанская геология. 2022. Т. 41. № 4. С. 3–22.

Чепыгин В.Е. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200000. Хингано-Буреинская серия. Лист М-52-VI (р. Иса). Ред. Путинцев В.К. Л.: ВСЕГЕИ, 1977.

Cao H.H., Xu W.L., Pei F.P., Wang Z.W., Wang F., Wang Z.J. Zircon U–Pb geochronology and petrogenesis of the Late Paleozoic–Early Mesozoic intrusive rocks in the eastern segment of the northern margin of the North China Block // Lithos. 2013. V. 170–171. P. 191–207.

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 rivers water suspended material: implications for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 87. P. 249–265.

Gordienko I.V. Relationship between subduction-related and plume magmatism at the active boundaries of

lithospheric plates in the interaction zone of the Siberian continent and Paleoasian Ocean in the Neoproterozoic and Paleozoic // Geodynamics & Tectonophysics. 2019. V. 10. Iss. 2. P. 405–457.

Guo P., Xu W.L., Yu J.J., Wang F., Tang J., Li Y. Geochronology and geochemistry of Late Triassic bimodal igneous rocks at the eastern margin of the Songnen- Zhangguangcai Range Massif, Northeast China: petrogenesis and tectonic implications // Int. Geol. Rev. 2016. V. 58. Iss. 2. P. 196–215.

Hastie A.R., Kerr A.C., Pearce J.A., Mitchell S. Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th–Co discrimination diagram // J. Petrol. 2007. V. 48. P. 2341–2357.

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

Jing Y., Yang H., Ge W.C., Dong Y., Ji Z., Bi J.H., Zhou H.Y., Xing D.H. When did the final closure occur of the eastern Paleo-Asian Ocean: constraints from the latest Early– Middle Triassic adakitic granites in the southeastern Central Asian Orogenic Belt? // Gondwana Res. 2022. V. 103. P. 146–171.

Keto L.S., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic variations of Early Paleozoic oceans // Earth Planet. Sci. Lett. 1987. V. 84. P. 27–41.

Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // Geochim. Cosmochim. Acta. 1973. V. 37. P. 485–494.

Li Y., Xu W.-L., Wang F., Pei F.-P., Tang J., Zhao S. Triassic volcanism along the eastern margin of the Xing'an Massif, NE China: constraints on the spatial–temporal extent of the Mongol–Okhotsk tectonic regime // Gondwana Res. 2017. V. 48. P. 205–223.

Long X.Y., Xu W.L., Guo P., Sun C.Y., Luan J.P. Opening and closure history of the Mudanjiang Ocean in the eastern Central Asian Orogenic Belt: geochronological and geochemical constraints from early Mesozoic intrusive rocks // Gondwana Res. 2020. V. 84. P. 1429–1444.

Long X.Y., Xu W.L., Yang H., Tang J., Sorokin A.A., Ovchinnikov R.O. Late Permian–Triassic tectonic nature of the eastern Central Asian Orogenic Belt: constraints from the geochronology and geochemistry of igneous rocks in the Bureya Massif // Lithos. 2021. V. 380–381. 105924.

Long X.Y., Tang J., Xu W.L., Sun C.Y., Luan J.P., Guo P. A crustal growth model for the eastern Central Asian Orogenic Belt: constraints from granitoids in the Songnen Massif and Duobaoshan terrane // Gondwana Res. 2022. V. 107. P. 325–338.

Luan J.P., Wang F., Xu W.L., Ge W.C., Sorokin A.A., Wang Z.W., Guo P. Provenance, age, and tectonic implications of Neoproterozoic strata in the Jiamusi Massif: evidence from U–Pb ages and Hf isotope compositions of detrital and magmatic zircons // Precambrian Res. 2017a. V. 297. P. 19–32.

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ том 32 № 4 2024

Luan J.P., Xu W.L., Wang F., Wang Z.W., Guo P. Age and geochemistry of the Neoproterozoic granitoids in the Songnen-Zhangguangcai Range Massif, NE China: petrogenesis and tectonic implications // J. Asian Earth Sci. 2017b. V. 148. P. 265–276.

Luan J.P., Yu J.J., Yu J.L., Cui Y.C., Xu W.L. Early Neoproterozoic magmatism and associated metamorphism in the Songnen Massif, NE China: petrogenesis and tectonic implications // Precambrian Res. 2019. V. 328. P. 250–268.

Luan J.P., Tang J., Xu W.L., Guo P., Long X.Y., Xiong S. Petrogenesis of Neoproterozoic magmatic rocks in the Songnen Massif (northeastern China): implications for basement composition and crustal growth // Precambrian Res. 2022. V. 376. P. 106687.

Ludwig K.R. PbDat for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Surv. Open-File Rept. 88–542. 1991. 35p.

Ludwig K.R. Isoplot 3.70. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center Spec. Publ. 2003. V. 4.

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

McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120. Iss. 3–4. P. 223–253.

Miao L., Zhang F., Zhu M., Liu D. Zircon SHRIMP U–Pb dating of metamorphic complexes in the conjunction of the Greater and Lesser Xing'an ranges, NE China: timing of formation and metamorphism and tectonic implications // J. Asian Earth Sci. 2015. V. 114. P. 634–648.

Ovchinnikov R.O., Sorokin A.A., Xu W., Yang H., Kovach V.P., Kotov A.B., Plotkina Yu.V. Provenance and tectonic implications of Cambrian sedimentary rocks in the Bureya Massif, Central Asian Orogenic Belt, Russia // J. Asian Earth Sci. 2019. V. 172. P. 393–408.

Ovchinnikov R.O., Sorokin A.A., Kydryashov N.M. Early Paleozoic magmatic events in the Bureya Continental Massif, Central Asian Orogenic Belt: timing and tectonic significance // Lithos. 2021. V. 396–397. P. 106237.

Ovchinnikov R.O., Sorokin A.A., Xu W.L., Kudryashov N.M. Late Paleozoic and early Mesozoic granitoids in the northwestern Bureya Massif, Central Asian Orogenic Belt: timing and tectonic significance // Int. Geol. Rev. 2023. V. 65. Iss. 20. P. 3248–3271.

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

Ross P.S., Bédard J.H. Magmatic affinity of modern and ancient subalkaline volcanic rocks determined from trace-element discriminant diagrams // Can. J. Earth Sci. 2009. V. 46. Iss. 11. P. 823–839.

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.

Sorokin A.A., Ovchinnikov R.O., Xu W.L., Kovach V.P., Yang H., Kotov A.B., Ponomarchuk V.A., Travin A.V., Plotkina Yu.V. Ages and nature of the protolith of the Tulovchikha metamorphic complex in the Bureya Massif, Central Asian Orogenic Belt, Russia: evidence from U–Th–Pb, Lu–Hf, Sm–Nd, and 40 Ar/ 39 Ar data // Lithos. 2019. V. 332–333. P. 340–354.

Sorokin A.A., Zaika V.A., Kovach V.P., Kotov A.B., Xu W.L., Yang H. Timing of closure of the eastern Mongol–Okhotsk Ocean: constraints from U–Pb and Hf isotopic data of detrital zircons from metasediments along the Dzhagdy Transect // Gondwana Res. 2020. V. 81. P. 58–78.

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 geo- and cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett. 1976. V. 36. № 2. P. 359–362.

Sun D.Y., Wu F.Y., Gao S. LA-ICPMS zircon U–Pb age of the Qingshui pluton in the east Xiao Hinggan Mountains (in Chinese with English abstract) // Acta Geoscientica Sinica. 2004. V. 25. P. 213–218.

Sun D.Y., Wu F.Y., Gao S., Lu X.P. Confirmation of two episodes of A-type granite emplacement during Late Triassic and Early Jurassic in the central Jilin Province, and their constraints on the structural pattern of the east Jilin– Heilongjiang area, China (in Chinese with English abstract) // Earth Science Frontiers. 2005. V. 12. Iss. 2. P. 263–275

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. Spec. Publ. 1989. № 42. 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., Xu W.L., Wang F., Zhao S., Wang W. Mesozoic southward subduction history of the Mongol–Okhotsk oceanic plate: evidence from geochronology and geochemistry of Early Mesozoic intrusive rocks in the Erguna massif, NE China // Gondwana Res. 2016. V. 31. P. 218–240.

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

Wang F., Xu W.L., Gao F.H., Meng E., Cao H.H., Zhao L., Yang Y. Tectonic history of the Zhangguangcailing Group in eastern Heilongjiang Province, NE China: constraints from U–Pb geochronology of detrital and magmatic zircons // Tectonophysics. 2012. V. 566–567. P. 105–122.

Wang F., Xu W.L., Xu Y.G., Gao F.H., Ge W.C. Late Triassic bimodal igneous rocks in eastern Heilongjiang Province, NE China: implications for the initiation of subduction of the Paleo-Pacific Plate beneath Eurasia // J. Asian Earth Sci. 2015. V. 97. P. 406–423.

Wang T., Tong Y., Zhang L., Li S., Huang H., Zhang J., Guo L., Yang Q., Hong D., Donskaya T., Gladkochub D., *Tserendash N.* Phanerozoic granitoids in the central and eastern parts of Central Asia and their tectonic significance // J. Asian Earth Sci. 2017. V. 145. P. 368–392.

Wei H.Y. Geochronology and Petrogenesis of Granitoids in Yichun-Hegang Area, Heilongjiang Province. Jilin University (in Chinese with English abstract), 2012.

Whalen J.B., Currie K.L., Chappel B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contrib. Mineral. Petrol. 1987. V. 95. Iss. 4. P. 407–419.

Wilde S.A., Zhang X., Wu F. Extension of a newly identified 500 Ma metamorphic terrane in North East China: further U–Pb SHRIMP dating of the Mashan Complex, Heilongjiang Province, China // Tectonophysics. 2000. V. 328. Iss. 1–2. P. 115–130.

Winchester J., Floyd P. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // Chem. Geol. 1977. V. 20. P. 325–343.

Wu F.Y., Sun D.Y., Li H.M., Jahn B.M., Wilde S.A. A-type granites in northeastern China: age and geochemical constraints on their petrogenesis // Chem. Geol. 2002. V. 187. P. 143–173.

Wu F.Y., Wilde S.A., Sun D.Y., Zhang G.L. Geochronology and petrogenesis of post-orogenic Cu, Ni-bearing mafic-ultramafic intrusions in Jilin, NE China // J. Asian Earth Sci. 2004. V. 23. P. 781–797.

Wu F.Y., Zhang Y.B., Sun D.Y., Ge W.C., 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.

Wu G., Chen Y.C., Chen Y.J., Zeng Q.T. Zircon U–Pb ages of the metamorphic supracrustal rocks of the Xinghuadukou Group and granitic complexes in the Argun massif of the northern Great Hinggan Range, NE China, and their tectonic implications // J. Asian Earth Sci. 2012. V. 49. P. 214–233.

Xu M.J., Xu W.L., Wang F., Gao F.H. Age, association and provenance of the "Neoproterozoic" Fengshuigouhe Group in the northwestern Lesser Xing'an Range, NE China: constraints from zircon U–Pb geochronology // J. Earth Sci. 2012. V. 23. \mathbb{N} 6. P. 786–801.

Xu W.L., Pei F.P., Wang F., Meng E., Xu M.J., Wang W. Spatial-temporal relationships of Mesozoic volcanic rocks in NE China: constraints on tectonic overprinting and transformations between multiple tectonic systems // J. Asian Earth Sci. 2013. V. 74. № 25. P. 167–193.

Yang H., Ge W.C., Zhao G.C., Bi J.H., Wang Z.H., Dong Y., Xu W.L. Zircon U–Pb ages and geochemistry of newly discovered Neoproterozoic orthogneisses in the Mishan region, NE China: constraints on the high-grade metamorphism and tectonic affinity of the Jiamusi-Khanka Block // Lithos. 2017. V. 268–271. P. 16–31.

Yang H., Ge W.C., Bi J.H., Wang Z.H., Tian D.X., Dong Y., Chen H.J. The Neoproterozoic–early Paleozoic evolution of the Jiamusi Block, NE China and its East Gondwana connection: geochemical and zircon U–Pb–Hf isotopic constraints from the Mashan complex // Gondwana Res. 2018. V. 54. P. 102–121.

Yang H., Xu W.L., Sorokin A.A., Ovchinnikov R.O., Ge W. Geochronology and geochemistry of Neoproterozoic magmatism in the Bureya Block, Russian Far East: petrogenesis and implications for Rodinia reconstruction // Precambrian Res. 2020. V. 342. P. 105676.

Yang Y., Liang C., Zheng C., Xu X., Zhou X., Hu P. The metamorphic characteristics of metapelites of the Mashan Group in Mashan area, eastern Heilongjiang Province, China: constraint on the crustal evolution of the Jiamusi Massif // Gondwana Res. 2022. V. 102. P. 299–331.

Zhao D., Ge W., Yang H., Dong Y., Bi J., He Y. Petrology, geochemistry, and zircon U–Pb–Hf isotopes of Late Triassic enclaves and host granitoids at the southeastern margin of the Songnen-Zhangguangcai Range Massif, Northeast China: evidence for magma mixing during subduction of the Mudanjiang oceanic // Lithos. 2018. V. 312–313. P. 358–374.

Zhou J.B., Wilde S.A., Zhang X.Z., Ren S.M., Zheng C.Q. Early Paleozoic 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. 105–117.

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. 1356–1377.

Zhu C.Y., Gao R., Zhao G. Permian to Cretaceous tectonic evolution of the Jiamusi and Songliao blocks in NE China: transition from the closure of the Paleo-Asian Ocean to the subduction of the Paleo-Pacific Ocean // Gondwana Res. 2022. V. 103. P. 371–388.

Рецензенты А.Б. Котов, Н.М. Кудряшов

Age and Sources of Melts of Metavolcanic Rocks of the Djagdagle Formation of the Northwestern Part of the Bureya Continental Massif, Central Asian Orogenic Belt

R. O. Ovchinnikov^{a, #}, A. A. Sorokin^a, E. B. Sal'nikova^b, V. P. Kovach^b, Yu. V. Plotkina^b, and N. Yu. Zagornaya^b

^aInstitute of Geology and Nature Management, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Blagoveshchensk, Russia ^bInstitute of Precambrian Geology and Geochronology of the Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia

*e-mail: ovchinnikov@ignm.ru

The paper presents the results of U-Pb (ID-TIMS) geochronologic, geochemical, Sm-Nd isotopicgeochemical studies of metavolcanic rocks of the Diagdagle formation, which are among the key elements in the structure of the Bureva continental massif. It was established that the age of metavolcanic rocks of the Djagdagle formation is 217 ± 7 Ma and corresponds to the Late Triassic. This fact contradicts the traditional ideas, according to which the Early Precambrian age is attributed to the Diagdagle formation. The results of Sm-Nd isotope studies of the considered metavolcanic rocks indicate the melting of rocks of continental crust with Paleoproterozoic model ages during the formation of their initial melts. The new geochronologic data and previously published data allow us to distinguish at least two stages of magmatic activity in the Triassic within the northwestern part of the Bureya massif ~243 and 219–201 Ma. On the basis of synchronous manifestation of Neoproterozoic, Early Paleozoic, Late Paleozoic and Early Mesozoic magmatic events in the history of geologic development of the Bureva and Songnen-Zhangguangcai Range massifs, an assumption about their common geological history at least since the Late Neoproterozoic has been put forward. The close spatial position of metavolcanic rocks of the Diagdagle formation with Mongol–Okhotsk orogenic belt, their Late Triassic age $(217 \pm 7 \text{ Ma})$ and geochemical features allow us to link the formation of initial melts of metavolcanic rocks of the Djagdagle formation with within-plate magmatism in the rear zone of subduction of the Mongol-Okhotsk Ocean beneath the northern (in modern coordinates) margin of the Bureva continental massif.

Keywords: Bureya-Jiamusi-Khanka superterrane, within-plate magmatism, meta-rhyolites, U–Pb geochronology, Sm–Nd method