

УДК 552.321/550.42

ИСТОЧНИКИ РАСПЛАВОВ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ГРАНИТОИДОВ ХОХОЛЬСКО-РЕПЬЕВСКОГО БАТОЛИТА ВОЛГО-ДОНСКОГО ОРОГЕНА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО КРАТОНА

© 2024 г. М. Е. Петракова^{a,*}, А. Б. Кузнецов^{a,b}, Ш. К. Балтыбаев^{a,b}, В. М. Саватенков^{a,b},
Р. А. Терентьев^c, К. А. Савко^c

^aИнститут геологии и геохронологии докембрия РАН, наб. Макарова д. 2., Санкт-Петербург, 199034 Россия

^bСанкт-Петербургский государственный университет,
Университетская наб., 7–9, г. Санкт-Петербург, 199034 Россия

^cНИИ Геологии Воронежского государственного университета,
Университетская пл., 1, г. Воронеж, 394006 Россия

*e-mail: maribya@mail.ru

Поступила в редакцию 07.11.2023 г.

После доработки 23.01.2024 г.

Принята к публикации 24.01.2024 г.

В статье обсуждаются возможные источники расплавов и условия образования гранитоидов Хохольско-Репьевского батолита, которые слагают Донской террейн Волго-Донского орогена Восточно-Европейского кратона. В батолите выделены три типа гранитоидов — павловские (кварцевые монцодиорит–граниты, преимущественно беспироксеновые), потуданские (кварцевые монцогаббро–гранодиориты, содержащие пироксен) и гибридные (кварцевые монцодиориты, монцониты, кварцевые монцониты). Эти три группы пород пространственно совмещены, имеют близкий возраст 2050–2080 млн лет, сходные геохимические характеристики (высокие содержания Ba, Sr, сильно фракционированные спектры РЗЭ, $Gd_N/Yb_N = 2–11$), однако, различаются по петрографическим и изотопно-геохимическим параметрам. Получены первичные изотопные характеристики источников для пород павловского типа — $\epsilon_{Nd}(t) = +0.2...–3.7$, $Sr_i = 0.70335$, для потуданского — $\epsilon_{Nd}(t) = –1.7...–3.8$, $Sr_i = 0.70381–0.70910$, для гибридного — $\epsilon_{Nd}(t) = –8.8$, $Sr_i = 0.70596$. Помимо гранитоидов в батолите обнаружены два типа даек лейкогранитов. Первый тип характеризуется $\epsilon_{Nd}(t) = –3.8$ и фракционированными спектрами тяжелых РЗЭ ($Gd_N/Yb_N = 2.1–3.8$). Такие дайки могли сформироваться в результате глубокой дифференциации магмы павловского типа. Второй тип даек с $\epsilon_{Nd}(t) = –7.8$ и менее фракционированными спектрами тяжелых РЗЭ ($Gd_N/Yb_N = 1.1–1.6$) возник, предположительно, в результате плавления корового источника на небольших глубинах. Rb–Sr изотопно-геохимические характеристики пород павловского и потуданского типов свидетельствуют об образовании их из разных источников. В формировании гранитоидов Хохольско-Репьевского батолита принимали участие расплавы, образованные при частичном плавлении трех источников: 1) нижняя (или погребенная океаническая) кора, преимущественно мафитового состава, и/или обогащенная мантия, метасоматизированная в протерозое, метки которых отражаются в составе павловских гранитоидов; 2) обогащенный мантийный источник, вероятно представленный субконтинентальной литосферной мантией (SCLM), возможно, метасоматизированной в предшествующий этап геологического развития региона, характерный для монцонитоидов потуданского типа; 3) архейская кора, состоящая преимущественно из ТТГ-гнейсов и метаосадков, подвергшаяся плавлению и участвовавшая в образовании части лейкогранитных даек и пород гибридного типа. Результаты термодинамического моделирования подтверждают, что смешение двух контрастных по составу расплавов — базитового (потуданского типа) и средне-кислого (павловского типа) может привести к образованию только части составов гибридных пород. На образование остальных повлияла контаминация базитового расплава анатектическими выплавками из архейской коры Курского блока.

Ключевые слова: гранитоиды, габброиды, гибридизация магм, SCLM, термодинамическое моделирование, Донской террейн, палеопротерозой

DOI: 10.31857/S0016752524050024, EDN: JBSXQS

ВВЕДЕНИЕ

Геодинамические процессы при аккретировании кратонов приводили к утолщению коры в результате континентальной коллизии, образованию ювенильной коры за счет поступления новых порций мантийных магм, утонению литосферы

и астеносферному апвеллингу (Sylvester, 1989; Black, Légiéois, 1993; Bonin et al., 1998; Zhao et al., 2002; Condie, 2013). В процессе перехода от этапа сжатия (син-позднеколлизийного) к этапу растяжения (постколлизийного) происходило смешение расплавов из нескольких магматических источников

и их контаминация за счет плавления древних метаморфических и осадочных пород. В процессах субдукции и коллизии на периферии кратонов формировались орогенные пояса, включающие гранитоиды различного минералогического и геохимического состава в зависимости от пропорции расплавленного вещества из разных источников (Brown et al., 1984; Sylvester, 1989; Frost et al., 2001).

Образование Волго-Донского орогена (ВДО) произошло в результате аккреции палеопротерозойских энсиматических и энсиалических дуг (Воронцовского, Лосевского и Донского террейнов) к Курскому континентальному блоку Сарматии при надвигании Волго-Уральского протоконтинента 2.1–2.07 млрд лет назад (Щипанский и др., 2007; Бибикова и др., 2009; Terentiev, 2014; Shchipansky, Kheraskova, 2023) (рис. 1). В свою очередь, коллизия Сарматии и Волго-Уралии была одним из звеньев глобального события палеопротерозоя — объединения древнейших континентальных архейских блоков коры в суперконтинент Нуна-Коламбия (Meert, 2012; Chaves, 2021).

Одним из крупнейших батолитов западной части ВДО является Хохольско-Репьевский, основной объем которого составляют гранитоиды павловского комплекса. Недавние петрографо-минералогические, геохимические исследования, а также U-Pb (SIMS) датирование циркона пород батолита (Петракова, Терентьев, 2018; Terentiev et al., 2020; Петракова и др., 2022a) показали наличие трех групп пород — близких по возрасту, но имеющих разные петрохимические характеристики.

(1) Гранитоиды павловского типа (2076 ± 10 млн лет) имеют широкий диапазон составов (от кварцевых монцодиоритов, гранодиоритов до кварцевых монцитонитов и гранитов). Циркон в них имеет тонкую осцилляторную зональность, в некоторых зернах наблюдаются унаследованные ядра (Terentiev et al., 2020). Породы являются преимущественно магнезиальными и относятся к нормально-умеренно щелочной серии, имеют высокие концентрации литофильных элементов (особенно Ba и Sr), сильно фракционированные спектры тяжелых РЗЭ и широкий диапазон значений $\epsilon_{Nd}(t) = +0.2 \dots -3.7$. Предполагается, что их образование происходило при плавлении обогащенного базитового гранатсодержащего источника, контаминированного веществом палеопротерозойской и древней архейской коры, о чем свидетельствуют унаследованные ядра цирконов (Terentiev et al., 2020).

(2) Кварцевые монцогаббро-гранодиориты потуданского типа (2056 ± 7 млн лет) являются железистыми и демонстрируют высокие содержания щелочей, особенно калия в основных разностях, относятся к умереннощелочной серии, что отличает их от гранитоидов павловского типа. Они имеют сильно фракционированные спектры тяжелых РЗЭ, высокие концентрации литофильных элементов

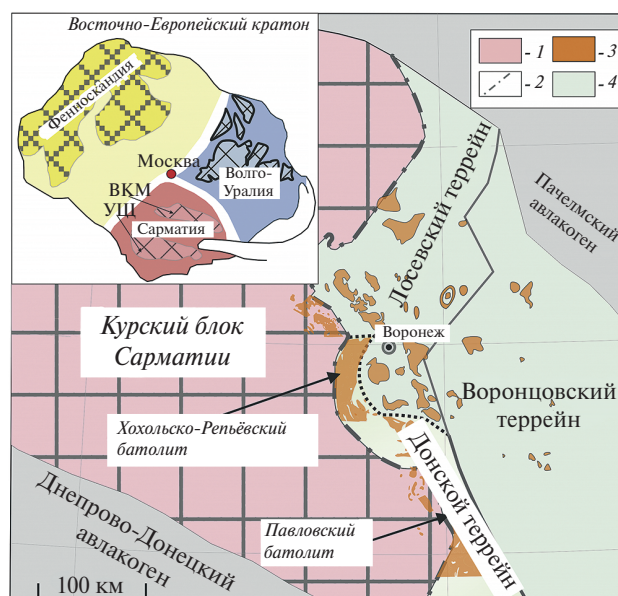


Рис. 1. Схематическая карта докембрийского фундамента Курского блока Сарматии и Волго-Донского орогена; условные обозначения: 1 — архейский фундамент, 2 — граница протерозойского Волго-Донского орогена, 3 — гранитоидные комплексы, 4 — метаморфизованные толщи; модифицировано по (Terentiev, 2014; Савко и др., 2017; Terentiev et al., 2020). На врезке — строение Восточно-Европейского кратона с указанием выступов кристаллического фундамента архейского блока Сарматии (ВКМ — Воронежский кристаллический массив, УЩ — Украинский щит) (Gorbatshev, Bogdanova, 1993; Бибикова и др., 2015; Федотова и др., 2019).

с сильным обогащением Ba, Sr. Циркон отличается грубой зональностью или полосчатостью (Петракова и др., 2022a), характерной для цирконов, кристаллизующихся из магматических габброидных расплавов (Corfu et al., 2003).

(3) Гибридные породы (2068 ± 6 млн лет) встречаются спорадически, сильно варьируют по составу от монцодиорита до монцогранита и гранита, относятся и к железистым, и к магнезиальным, по содержанию редких и рассеянных элементов занимают промежуточное положение между первой и второй группами. Циркон в них отличается присутствием грубозональных ядер, которые обрастают каймами с тонкой зональностью (Terentiev et al., 2020; Петракова и др., 2022a). Породы имеют признаки смешения магм основного и кислого составов, такие как прямая и обратная зональность плагиоклаза, ойокристаллы кварца и/или калиевого полевого шпата, шлировые скопления темноватых минералов (Петракова, Терентьев, 2018). В одном образце кварцевого монцитонита обнаружено низкое значение $\epsilon_{Nd}(t) = -8.7$ (Terentiev et al., 2020).

Все три группы пород пространственно сближены, имеют близкий возраст, сходные оценки условий кристаллизации: давление 2.7–3.2 кбар, температуры ликвидуса 1100–980 °C и субликвидуса

800–700 °C (Петракова, Терентьев, 2018). Для них предполагается участие обогащенного гетерогенного источника с высокими содержаниями щелочей, крупноионных литофильных элементов и легких РЗЭ. Вклад мантийной компоненты подтверждается присутствием пород с низким SiO_2 , повышенными содержаниями MgO , Cr , Ni , Ti , высокими отношениями Sr/Y , $(\text{La/Yb})_N$, $(\text{Dy/Yb})_N$, указывающими на глубинное происхождение магм и высокими температурами кристаллизации (Петракова и др., 2022 а).

Кроме того, в пределах Хохольско-Репьевского батолита встречаются серые, розово-серые аплитовидные дайки лейкогранитов. Их происхождение, а также связь с породами батолита остается неясной.

Имеющиеся геохимические и Sm-Nd изотопные данные пока не дают однозначной интерпретации природы источников для гранитоидов Хохольско-Репьевского батолита. Поэтому мы провели изучении Rb-Sr изотопной систематики и использовали методы термодинамического моделирования магматического минералообразования с контролем величин изотопных отношений в магме: (а) при кристаллизации минералов в моделях смешения разных расплавов и (б) при контактировании/ассимиляции породами рамы. Основной целью данного исследования было подтверждение (или опровержение) моделей смешения и гибризма магм при образовании Хохольско-Репьевского батолита, установление возможных источников, а также определение природы лейкогранитов дайкового комплекса. Детальное изучение гранитоидов и лейкогранитов позволит расширить представление об особенностях эволюции палеопротерозойского корообразования, а также роли мантийных процессов в формировании геологических комплексов в этом регионе.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ВОЛГО-ДОНСКОГО ОРОГЕНА

Волго-Донской ороген (ВДО) связан с субдукционно-коллизийными процессами в период 2.2–2.1 млрд лет назад. Предполагается, что в гипотетическом палеопротерозойском океане существовали энсиматические и энсиалические дуги, аккреционно-коллизийное слияние которых при закрытии океана привело к образованию одноименного орогена (Шипанский и др., 2007; Бибикова и др., 2009; Bogdanova et al., 2005; Samsonov et al., 2016; Terentiev, Santosh, 2020). Произошедшее в результате закрытия океана объединение архейских блоков Сарматии и Волго-Уралии привело к складкообразованию и метаморфизму палеопротерозойских пород Курского блока, Лосевского, Донского и Воронцовского террейнов.

По данным бурения и геофизических исследований (Минц и др., 2017) в составе ВДО

выделяются Донской, Лосевский и Воронцовский террейны, разделенные крупными региональными разломами. Волго-Донской ороген прослежен на расстоянии более чем 700 км от Рязани до Волгограда. Все структуры ВДО перекрываются чехлом несогласно залегающих фанерозойских осадочных пород мощностью от 0.5 до 500 м. С запада ВДО граничит с архейским Курским блоком, а с юга — с погребенными структурами архейского Приазовского блока. На востоке ВДО граничит с палеопротерозойскими Терсинским поясом метаморфизованных вулканитов и южноволжским супракrustальным комплексом Волго-Уралии (Бибикова и др., 2009; Bogdanova et al., 2005). Северная граница ВДО достоверно не установлена, возможно, срезается мезопротерозойскими структурами Среднерусского пояса. На севере структуры ВДО перекрываются мезо-неопротерозойскими отложениями Пачелмского авлакогена, а на юге — отложениями Днепровско-Донецкого авлакогена и Прикаспийской впадины (рис. 1).

Донской террейн стал выделяться недавно (Savko et al., 2014; Терентьев, 2018; Terentiev et al., 2020). Вулканогенно-осадочные породы донской серии представлены мелкозернистыми биотитовыми гнейсами и амфиболитами, мраморами и кальцифирами. Метаморфизованные вулканиты (базальты, андезиты) относятся к известково-щелочной высококальциевой серии и разделяются на железистую и высоко-магнезиальную ветви. Вулканиты донской серии близки к известково-щелочным породам лосевской серии, однако отличаются более высоким содержанием калия и тория (Терентьев, 2018). Накопление протоосадков донской серии происходило в морском бассейне, что подтверждается прослоями мраморов и известково-силикатных пород (протолиты — известняки и мергели). Породы донской серии повсеместно прорваны крупнейшими батолитами палеопротерозойских гранитоидов с возрастом 2076–2056 млн лет (Savko и др., 2014; Терентьев, 2016; Terentiev et al., 2020; Петракова и др., 2022а). Данные о возрасте осадочных пород донской серии отсутствуют, однако схожесть ее строения с силикатно-метакарбонатными породами палеопротерозойской центральноприазовской серии Приазовского блока и тот факт, что эта серия прорывается гранитоидами с возрастом 2052 ± 5 млн лет назад (Кузнецов и др., 2019) может допустить их удаленную корреляцию. В этом случае, палеопротерозойский Sr -хемостратиграфический возраст метакарбонатных пород (древнее 2230 млн лет) и Nd -модельный возраст (2310–2340 млн лет назад) темрюкской свиты, может быть использован как приблизительная оценка времени накопления протоосадков донской серии.

Лосевский террейн сложен бимодальными метавулканогенными породами с толеитами, комагматическими габброидами рождественского комплекса

и базальт-андезит-дацитовыми сериями с различными долями осадочного и вулканогенно-осадочного материала (~2.14 млрд лет, Terentiev et al., 2014, 2017). Метаморфизованные толщи лосевской серии прорываются интрузиями тоналит-трондьемит-гранодиоритового и трондьемит-гранодиорит-гранитного составов.

Воронцовский террейн сложен осадками турбидитового типа, представленными флишоидными песчано-сланцевыми отложениями (Савко и др., 2011; Terentiev, Santosh, 2016), которые в свою очередь прорываются многочисленными телами ультраосновного-основного состава и малыми интрузиями гранитов S- и A-типа (Savko et al., 2014). Все

интрузивные породы Воронцовского и Лосевского террейнов характеризуются положительными величинами $\varepsilon_{Nd(t)}$.

Возраст НТ/LP (высоких температур и низких давлений) метаморфизма Курского блока и Воронцовского террейна оценен классическим методом TIMS по монациту и составляет 2067 ± 9 млн лет (Savko et al., 2018), что соответствует наиболее вероятному интервалу (2050–2080 млн лет) внедрения большого объема базитовых и гранитоидных интрузий. Оценки температур и давлений получены в интервалах 430–750 °C и 3–5 кбар соответственно (Savko et al., 2015). Для пород Донского и Лосевского террейнов однозначных данных о P – T -условиях

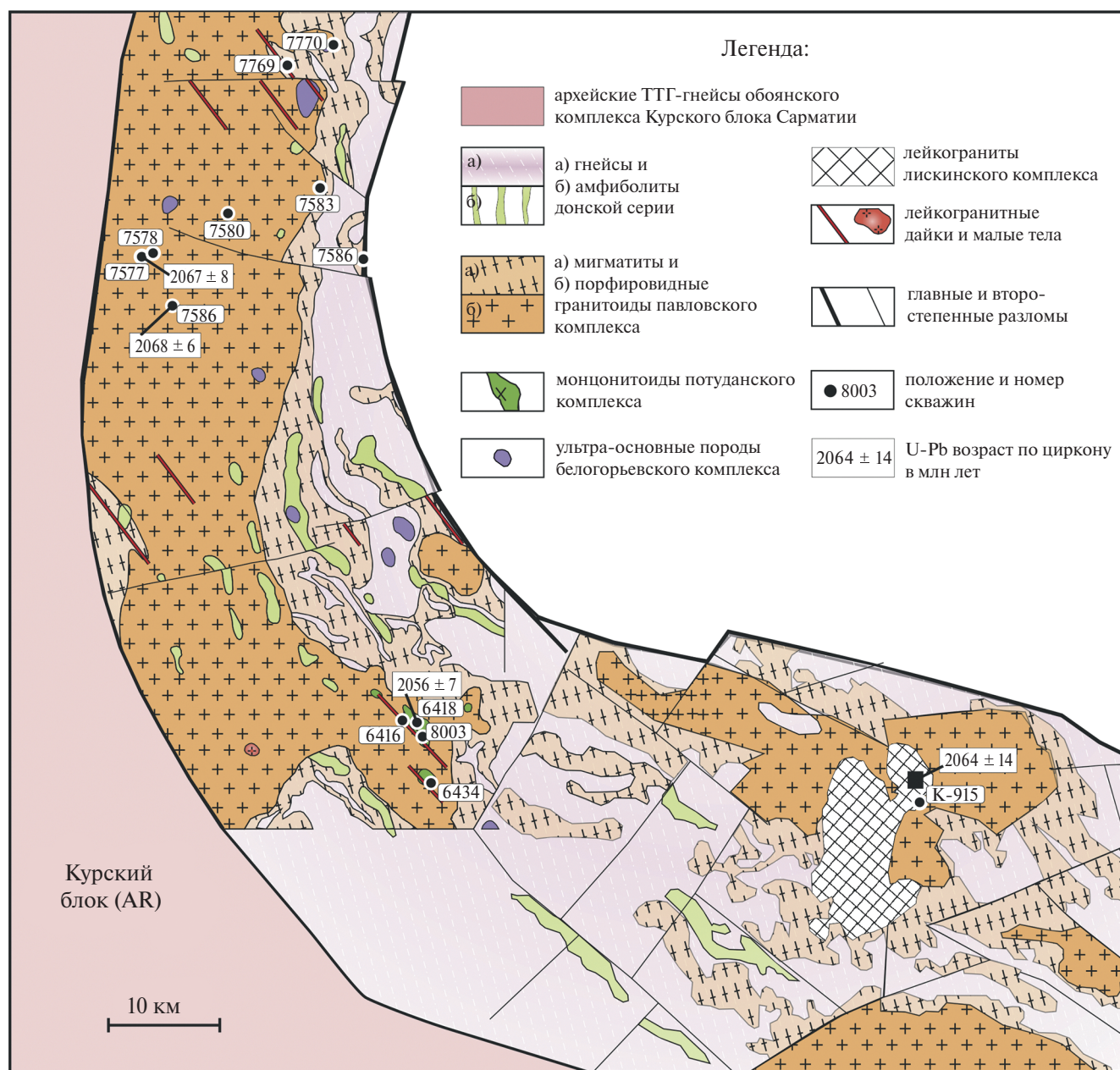


Рис. 2. Геологическая карта-схема Хохольско-Репьевского батолита и центральной части Донского террейна.

метаморфизма нет, так как отсутствуют подходящие для точных расчетов минералы. Пока можно только констатировать, что гнейсы и амфиболиты Донского террейна метаморфизованы в условиях амфиболитовой, а Лосевского террейна, главным образом, в условиях эпидот-амфиболитовой фации (Savko et al., 2015; Терентьев, 2018).

Хохольско-Репьевский батолит вместе с Павловским занимают площадь около 4000 км² (рис. 1). К павловскому комплексу также относят серию разобнесенных массивов в центральной части Донского террейна и Курском блоке (рис. 1). Породы комплекса дифференцированы от кварцевых монцодиоритов до лейкогранитов.

По структурной позиции и составу в Хохольско-Репьевском батолите выделяют (Петракова, Терентьев, 2018): (1) потуданский тип — преимущественно кварцевые монцогаббро—монцодиориты, гранодиориты, содержащие клинопироксен; (2) павловский тип — порфировидные кварцевые (монцогаббро)—монцодиориты, кварцевые монцониты, гранодиориты, граниты, преимущественно беспироксеновые; (3) гибридный тип — породы имеют признаки смешения магм и отличаются директивной текстурой.

В центральной части Донского террейна находится комплекс лискинских А-гранитов, который принадлежит к более позднему этапу палеопротерозойской магматической активности (2064 ± 14 млн лет) в регионе (Терентьев, 2016). Массивные лейкограниты Лискинского плутона прорывают гранитоиды павловского типа и имеют с ними секущее взаимоотношение.

К завершающей фазе магматической активности в пределах Хохольско-Репьевского батолита относятся дайки мелкозернистых розовых лейкогранитов мощностью от нескольких сантиметров до первых метров, имеющих секущие взаимоотношения со всеми остальными геологическими телами.

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД ХОХОЛЬСКО-РЕПЬЕВСКОГО БАТОЛИТА

Потуданский тип пород представлен образцами из скважин плутона Потудань (скв. №№ 8003, 6418) (рис. 2, 3а) и массивов, находящихся к северу от плутона (скв. №№ 7577, 7578, 7569, 7580, 7583, 7586). Макроскопически эти породы представляют собой темно-серые, серые до розовато-серых массивные, мелко- и среднезернистые разновидности. Для них характерно наличие хорошо сохранившегося клинопироксена или его реликтов, замещенных асрастания амфиболом и/или биотитом (чаще наблюдаются срастания амфиболом и биотита). По модальному составу и среднему содержанию анортита в плагиоклазе из представительных образцов породы этой

группы классифицируются как кварцевые монцогаббро, кварцевые монцогаббродиориты, кварцевые монцодиориты и гранодиориты. Главные минералы представлены плагиоклазом — от An_{50} до An_{30} (32–54 %; здесь и далее — объемные %), калиевым полевым шпатом, преимущественно микроклином (6–22 %), биотитом (9–22 %), магнетиальным роговой обманкой (0.5–12 %), кварцем (5–12 %), клинопироксеном (диопсид) 5–10 %. Акцессорные минералы представлены магнетитом (до 6 %), ильменитом, апатитом, титанитом, титаномagnetитом, цирконом, в редких случаях, пирротинном, пиритом, халькопиритом.

Гранитоиды павловского типа подразделены на две фазы по (Египко, 1971; Терентьев, Савко, 2017). Породы первой фазы павловского типа наблюдаются в составе крупных неоднородных массивов и формируют основной объем батолитов. Представлены розовыми до серых мелко- или среднезернистыми, и розовыми до красных порфировидными, часто крупнозернистыми гранитоидами. Гранитоиды второй фазы прорывают гранитоиды первой фазы и супракрystalльные породы, образуют малые тела и жилы лейкогранитов, аплитов и пегматитов. По модальному составу породы павловского типа относятся к кварцевым монцодиоритам, кварцевым монцонитам, монцогранитам и гранодиоритам, реже к монцодиоритам, монцонитам, кварцевым сиенитам и сиеногранитам. Главные минералы представлены плагиоклазом от An_{35} до An_{25} (41–50 %), калиевым полевым шпатом (22–35 %), амфиболом (магнетиальная роговая обманка и эденит) (3–10 %), кварцем (18–26 %), биотитом (3–10 %). Акцессорные минералы (3–5 %): магнетит, титанит, апатит, циркон, ильменит, эпидот (рис. 3б).

Гибридный тип пород сложен теми же породообразующими минералами, что и гранитоиды первых двух типов и объединяет в себе особенности как габбро-диоритов потуданского типа, так и гранитоидов павловского (рис. 3в, г). Минералогические и петрографические признаки гибридных пород выражаются в появлении ориентированных темноцветных минералов и порфировидных вкрапленников в мелкозернистых и часто разнотекстурированных структурах основной массы.

Дайки представлены в основном мелкозернистыми, среднезернистыми массивными лейкогранитами, иногда аплитовидными. Состоят преимущественно из кварца (25–45 %), плагиоклаза (30–40 %), калиевого полевого шпата (32–52 %), биотита (2–5 %), мусковита (+хлорит) (0.2–1.3 %), часто развиты мирмекиты (рис. 3д, е).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Анализы химического состава проб силикатных горных пород (приложение 1) выполнены на рентгенофлуоресцентном (XRF)

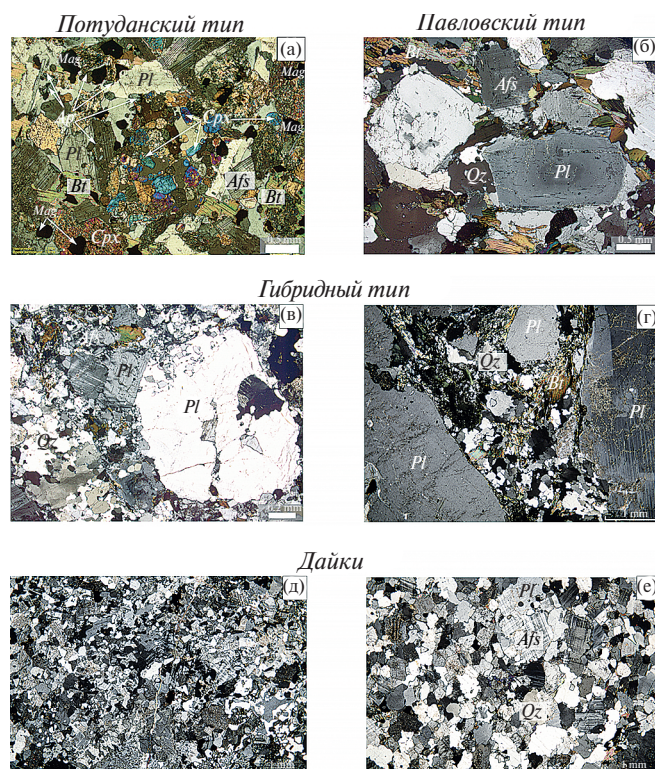


Рис. 3. Микрофотографии прозрачно-полированных шлифов гранитоидов Хохольско-Репьевского батолита: (а) — потуданский тип; (б) — павловский тип; (в) и (г) — гибридный тип; (д) и (е) — дайки. *Pl*—плагиоклаз, *Qz*—кварц, *Afs*—щелочной полевой шпат, *Cpx*—клинопироксен, *Bt*—биотит, *Mag*—магнетит, аббревиатуры минералов приведены по (Whitney, Evans, 2010).

спектрометре “S8 Tiger” (Bruker AXS GmbH, Германия) на базе ЦКПНО ВГУ (аналитик Е.Х. Кориш). Подготовка препаратов для анализа порообразующих элементов выполнена путем плавления 0.5 г порошка пробы, 2 г тетрабората лития и 2 г метабората лития в муфельной печи с последующим отливом стеклообразного диска. При калибровке спектрометра и для контроля качества измерений были использованы государственные стандартные образцы химического состава горных пород — ГСО № 8871–2007, ГСО № 3333–85, ГСО № 3191–85. Точность анализа составляла 1–2 % отн. % для элементов с концентрациями выше 1–5 мас. % и до 5 отн. % для элементов с концентрацией ниже 0.5 мас. %.

Концентрации редких и редкоземельных элементов (приложение 1) определялись методом индукционно-связанной плазмы с масс-спектрометрическим окончанием анализа (ICP-MS) в лаборатории ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург, аналитики В.А. Шишлов и В.Л. Кудряшов). Разложение образцов осуществлялось по методике кислотного вскрытия как в открытой, так и в закрытой системах. В качестве стандартного образца использовался внутрилабораторный аттестованный образец

горной породы, разложенный по той же методике, что и реальные образцы. Пределы обнаружения элементов составили от 0.005–0.01 г/т для тяжелых и средних по массе элементов (U, Th, REE и др.) до 0.01–3 г/т для легких элементов (Ba, Rb и др.).

Sm-Nd изотопный анализ был выполнен с использованием термоионизационного многоколлекторного масс-спектрометра “TRITON TI” в статическом режиме в лаборатории ВСЕГЕИ. Сначала предварительно истертые в пудру навески проб массой 100–150 мг смешивались с ^{149}Sm – ^{150}Nd индикатором. Затем образцы разлагались в смеси $\text{HCl} + \text{HNO}_3 + \text{HF}$ при температуре 110 °С. Разделение Sm и Nd для изотопного анализа выполнялось в два этапа. Первой стадией являлась катионообменная хроматография со смолой AG1-X8 для отделения редкоземельных элементов от общей массы вещества пород и минералов. Второй этап предусматривает экстракционную хроматографию с использованием катионообменного растворителя HDEHP на тefлоновом слое. Коррекция изотопного фракционирования Nd выполнялась путем нормирования измеренных значений к отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$. Поправка на приборную систематическую ошибку проводилась по отношению $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511860$ в Nd стандарте La Jolla. Уровень холостого опыта за время исследований обычно составляет 0.03–0.2 нг для Sm, 0.1–0.5 нг для Nd. Точность определения концентраций Sm и Nd составляет $\pm 0.5\%$, изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} \pm 0.5\%$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 0.005\%$ (2 сигмы).

Для расчета параметра $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ использовались изотопные отношения для однородного хондритового резервуара: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$ по (Jacobsen, Wasserburg, 1984). Значения модельного возраста (t_{DM}) рассчитывались с использованием следующих соотношений для обедненной мантии: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2136$ (Goldstein, Jacobsen, 1988).

Rb-Sr изотопный анализ проведен для шести образцов (ИГГД РАН, Санкт-Петербург). Три образца представляют гранитоиды павловского типа, один — потуданского, один — гибридного, и один образец был отобран из дайки лейкогранитов. Образцы, истертые в пудру, разлагались в смеси концентрированных кислот $\text{HF} : \text{HNO}_3 : \text{HClO}_4$ в пропорции 5:1:1 в закрытой фторопластовой посуде Savillex® при 120 °С в течение 24 часов. Перед разложением к пробам добавлялись смешанные трассеры ^{85}Rb – ^{84}Sr (Горохов и др., 2007, 2019). Затем после выпаривания пробы подвергались воздействию концентрированной смеси $\text{HCl} : \text{HNO}_3$ в течение 24 часов с целью удаления фторидов. После этого пробы выпаривались и переводились в солянокислую форму. Выделение Rb, Sr и суммы РЗЭ проводилось на ионообменной смоле BioRad®. Последующее выделение Rb и Sr из суммы РЗЭ проводилось на

ионообменной смоле Ln-Resin (Eichrom®) согласно методике, описанной в работе (Горохов и др., 2007, 2019). Величина холостого опыта составляла: 0.05 нг для Rb, 0.2 нг для Sr, 0.05 нг для P3Э.

Определение изотопного состава Sr проводилось на многоколлекторном твердофазном масс-спектрометре Triton TI. Определение концентраций Rb, Sr, а также отношений $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ проводились методом изотопного разбавления. Воспроизводимость определения концентраций Rb, Sr, вычисленная на основании многократных анализов стандарта BCR-1, соответствует $\pm 0.5\%$. Результаты анализа стандартного образца BCR-1 (6 измерений): $[\text{Sr}] = 336.7$ мкг/г, $[\text{Rb}] = 47.46$ мкг/г, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 0.4062$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.705036 \pm 0.000022$. Воспроизводимость изотопных анализов контролировалась определением состава стандарта SRM-987 для Sr. За период измерений Sr, полученное значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в стандарте SRM-987 соответствовало 0.710274 ± 0.000006 (2σ , $n = 11$). Изотопный состав Sr нормализован по величине $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.37521$.

Термодинамическое моделирование магматического минералообразования применялось для оценки условий образования изученных пород на основе метода минимизации энергии Гиббса. Изучались процессы фракционной кристаллизации (FC — fractional crystallization) и ассимиляции вмещающих пород (AFC — assimilation fractional crystallization), а также возможного взаимодействия двух магм (RFC — recharge fractional crystallization). Численные расчеты проводились в программном модуле MCS (Bohrson et al., 2014), являющийся оболочкой для программ семейства MELTS (Ghiorso, Sack, 1995; Asimow, Ghiorso, 1998).

Пакет MELTS использует модель двенадцати-компонентного силикатного расплава в системе $\text{SiO}_2 - \text{TiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{Cr}_2\text{O}_3 - \text{FeO} - \text{MgO} - \text{CaO} - \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O} - \text{P}_2\text{O}_5 - \text{H}_2\text{O}$. Эта модель учитывает состояние термодинамических свойств твердых растворов магматических породообразующих минералов: (Mg, Fe^{2+} , Ca) — оливины, (Na, Mg, Fe^{2+} , Ca) $^{\text{M2}}$ (Mg, Fe^{2+} , Ti, Fe^{3+} , Al) $^{\text{M1}}$ (Fe^{3+} , Al, Si) $^{\text{TEP}}$ O_6 — пироксены, (Na, Ca, K) — полевые шпаты, (Mg, Fe^{2+}) (Fe^{3+} , Al, Cr) $_2\text{O}_4$ — (Mg, Fe^{2+}) $_2\text{TiO}_4$ шпинели и (Fe^{2+} , Mg, Mn^{2+}) $\text{TiO}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3$ — ромбоэдрические оксиды.

Для калибровки расчетов авторы пакета MELTS использовали более 2500 экспериментально определенных составов силикатных расплавов, сосуществующих в заданных параметрах температуры, давления и фугитивности кислорода с минеральной ассоциацией: апатит $\pm$ полевой шпат $\pm$ лейцит $\pm$ оливин $\pm$ пироксен $\pm$ кварц $\pm$ ромбоэдрические оксиды $\pm$ шпинель $\pm$ витлокит $\pm$ вода. Модель применима к натуральным магматическим системам (как водным, так и безводным), от калиевых анкаратритов до риолитов, в диапазоне температур (T) 900–1700 °C и давлений (p) до 4 ГПа.

Коэффициенты распределения были подобраны из базы данных EarthRef (<https://kdd.earthref.org/KdD/>) и приведены в приложении 2.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД ХОХОЛЬСКО-РЕПЬЕВСКОГО БАТОЛИТА

Петро- и геохимия пород

Составы пород Хохольско-Репьевского батолита на TAS-диаграмме попадают в поля от монцогаббро до гранита (рис. 4). Представительные химические анализы пород приведены в приложении 1, а также для сравнения здесь показаны опубликованные петрохимические данные по гранитам лискинского комплекса, которые развиты в центральной части Донского террейна (Терентьев, 2016).

Стоит отметить, что наибольшим содержанием $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ отличаются основные породы потуданского типа и более кислые разновидности павловского, гибридного типов, относящиеся к кварцевым монцонитам и часть образцов дайкового и лискинского типов, попадающие в поле гранита (рис. 4а).

Большинство пород Хохольско-Репьевского батолита являются умеренно-глиноземистыми по индексу A/CNK ($\text{Al}/(\text{Ca} + \text{Na} + \text{K}) < 1.1$. Граниты

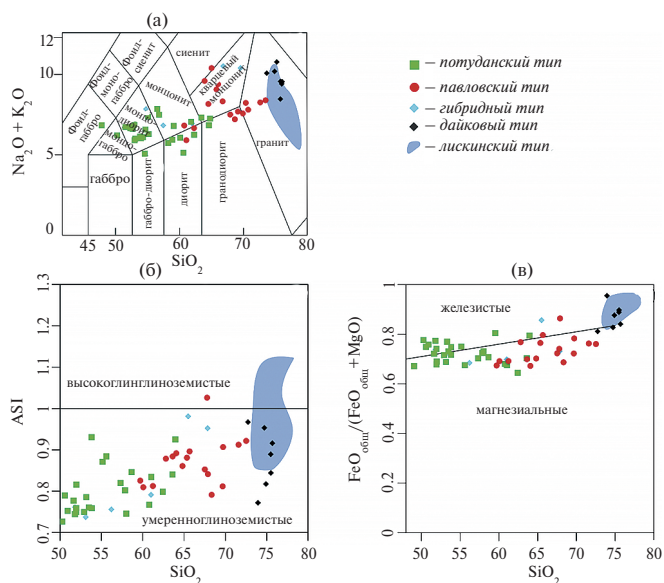


Рис. 4. Классификационные диаграммы для пород Хохольско-Репьевского батолита: (а) TAS-диаграмма (Middlemost, 1994), (б) SiO_2 — ASI (индекс насыщения глиноземом) и (в) SiO_2 — $\text{FeO}_{\text{общ}}/(\text{FeO}_{\text{общ}} + \text{MgO})$ по (Frost et al., 2001), поля составов гранитов лискинского типа даны по (Терентьев, 2016). На классификационные диаграммы вынесены составы главных элементов, пересчитанные на безводный остаток и приведенные к сумме 100 %.

лискинского типа относятся к умеренно- и высокоглиноземистым (рис. 4б). По индексу железистости (Frost et al., 2001) более основные разности потуданского типа, часть гранитов дайкового и граниты лискинского типа относятся к железистой серии, а гранитоиды павловского типа преимущественно к магнезиальной (рис. 4в).

Минералогические особенности монцонитоидов потуданского типа (обилие Fe-Ti оксидов, *Cpx*) соответствуют их химическому составу. Монцонитоиды характеризуются более высокими содержаниями TiO_2 (0.5–2.3 здесь и далее вес. %), MgO (1.5–6.1 %), $\text{FeO}_{\text{общ}}$ (6.1–13.9 %), и CaO (4–8.2 %), чем кварцевые моноциты, сиениты и граниты. В породах павловского типа концентрации TiO_2 (0.3–1.4 %), MgO (0.5–3.5 %), $\text{FeO}_{\text{общ}}$ (1.8–8.7 %) и CaO (2.2–5.9 %) чуть ниже, чем в потуданских, за счет сильной дифференциации составов. В лейкогранитах из даек содержания TiO_2 (0.08–0.30 %), MgO (0.06–0.51 %), $\text{FeO}_{\text{общ}}$ (1.4–2.4 %) и CaO (0.4–1.5 %) сопоставимы с таковыми в породах лискинского типа TiO_2 (0.11–0.32 %), MgO (0.07–0.39 %), $\text{FeO}_{\text{общ}}$ (1.3–2.8 %) и CaO (1.0–1.4 %). В гибридных породах также прослеживается разброс концентраций TiO_2 (0.02–1.82 %), MgO (0.7–3.8 %), $\text{FeO}_{\text{общ}}$ (2.3–10.7 %) и CaO (1.1–7.0 %).

Наблюдаются закономерные отрицательные корреляции для TiO_2 , CaO , MgO и $\text{FeO}_{\text{общ}}$ с SiO_2 , обращает на себя внимание изменение содержания Na_2O и Al_2O_3 в породах на уровне $\text{SiO}_2 \sim 60$ % (рис. 5).

Для пород павловского и потуданского типов характерно резко фракционированное распределение редкоземельных элементов (РЗЭ) $(\text{La}/\text{Yb})_N = 12.0\text{--}73.2$, $(\text{Gd}/\text{Yb})_N = 3.1\text{--}4.2$ (прил. 1) и слабая отрицательная европиевая аномалия $(\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.67\text{--}0.76)$ (рис. 6). Спайдерграммы редких элементов, нормированных по примитивной мантии, характеризуются обогащением Rb, Ba, U, легкими РЗЭ и обеднены Nb, Zr, Ti и Th.

Хондрит-нормализованные спектры пород гибридного типа близки к таковым для более кислых разновидностей павловских гранитоидов $(\text{La}/\text{Yb})_N = 33\text{--}300$ и $(\text{Gd}/\text{Yb})_N = 4\text{--}11$, европиевая аномалия отсутствует, в кислых дифференциатах положительная $(\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.7\text{--}1.6)$ (прил. 1, рис. 6а). Спайдерграммы редких элементов, нормированных по примитивной мантии демонстрируют сильное обогащение Rb, Ba, Th, U и обеднение Nb, Zr и Ti (рис. 6б).

Для даек лейкогранитов характерно умеренное фракционирование РЗЭ с величинами отношений $(\text{La}/\text{Yb})_N = 6.5\text{--}15.2$, $(\text{Gd}/\text{Yb})_N = 1.1\text{--}1.6$. Европиевая аномалия отрицательная $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.4\text{--}0.96$. Этот тип пород сильно обогащен Rb, U, и имеет Nb-Zr-Ti-минимумы (рис. 6).

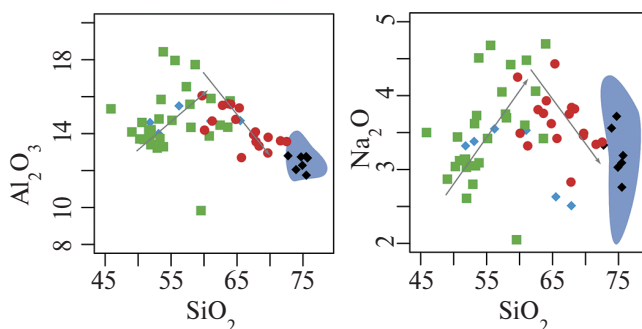


Рис. 5. Диаграммы Al_2O_3 и Na_2O относительно SiO_2 . Линиями показаны тренды изменения составов для пород разных типов. Условные обозначения как на рис. 4.

Характеристика Sm-Nd и Rb-Sr систем пород

Монцонитоиды потуданского типа непосредственно из плутона Потудань характеризуются величинами $\epsilon_{\text{Nd}}(2.06)$ от -3.1 до -3.7 и модельным возрастом $t_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 2.7$ млрд лет. Для аналогичных пород из массива (скв. 7577), расположенного на севере Хохольско-Репьевского батолита (рис. 2) получены значения $\epsilon_{\text{Nd}}(2.07) = -1.7$, модельный возраст $t_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 2.6$ млрд лет. Первичные изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$ для 3 образцов варьируют в диапазоне от 0.70381 до 0.70910 (табл. 1).

Гранитоиды павловского типа характеризуются $\epsilon_{\text{Nd}}(2.08)$ от $+0.2$ до -4.2 и $t_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 2.4\text{--}2.7$ млрд лет (Terentiev et al., 2020). Проанализированный нами образец павловского гранодиорита (7578/155) характеризуется более высоким значением $\epsilon_{\text{Nd}}(2.07) = -1.7$, по сравнению с кварцевыми монцонаббро потуданского типа $\epsilon_{\text{Nd}}(2.06) = -3.7$. Первичные изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i) = 0.70335$ (табл. 1), рассчитанные для этого образца близки к диапазону значений 0.70269–0.70309, приведенному для гранитоидов Павловского батолита в работе (Щипанский и др., 2007).

Для гибридного типа пород характерен низкорациогенный изотопный состав Nd с $\epsilon_{\text{Nd}}(2.07) = -8.7$, и модельный возраст $t_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 2.8$ млрд лет, который свидетельствует о большем вкладе древней коры в источник. Первичные изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i) = 0.70596$ (табл. 1).

Лейкограниты из даек характеризуются широкими вариациями величин изотопных отношений. Так, для обр. 188/д значения $\epsilon_{\text{Nd}}(2.08) = -3.8$ и $t_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 2.7$ млрд лет близки к таковым в породах павловского типа, а для обр. 6435/77 $\epsilon_{\text{Nd}}(2.07) = -7.8$, $t_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 2.7$ млрд лет из дайки (6435/77) характеризуются наиболее высоким отношением $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ при наиболее низком значении первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i) = 0.70177$ (табл. 1). Низкие значения ϵ_{Nd} (-7.8) и большое количество Rb может

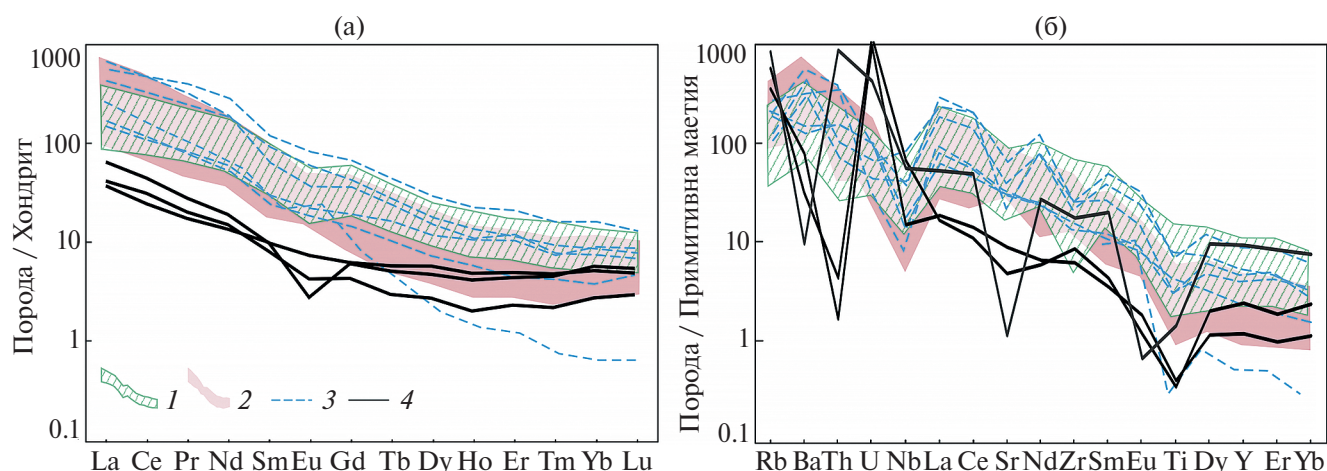


Рис. 6. Спектры распределения редких элементов в породах Хохольско-Репьевского батолита, нормированные к (а) хондриту и (б) примитивной мантии по (Sun, McDonough, 1989). 1 — поле составов пород потуданского типа, 2 — поле составов пород павловского типа, 3 — гибридный тип, 4 — дайки.

свидетельствовать о контаминации лейкогранитов коровым материалом. Возможно, это произошло на более позднем этапе геологической истории, что привело к некорректно низкому значению вычисленного первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Подобных образцов с такими Rb-Sr характеристиками в ВДО не наблюдается (или пока не найдено), поэтому этот образец далее не обсуждается.

На диаграмме в координатах “возраст — $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ ” (рис. 7) изученные породы располагаются в поле эволюции изотопного состава Nd палеопротерозойской коры Донского террейна, лишь составы пород

гибридного типа и некоторых даек попадают в поле между палеопротерозойской корой Донского террейна и архейской континентальной корой Курского блока.

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ФРАКЦИОННОЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ, АССИМИЛЯЦИИ И СМЕШЕНИЯ МАГМ

Ранее авторами (Петракова и др., 2022б) было проведено термодинамическое моделирование фракционной кристаллизации (FC) путем изменения дополнительных критериев (P - T -условий,

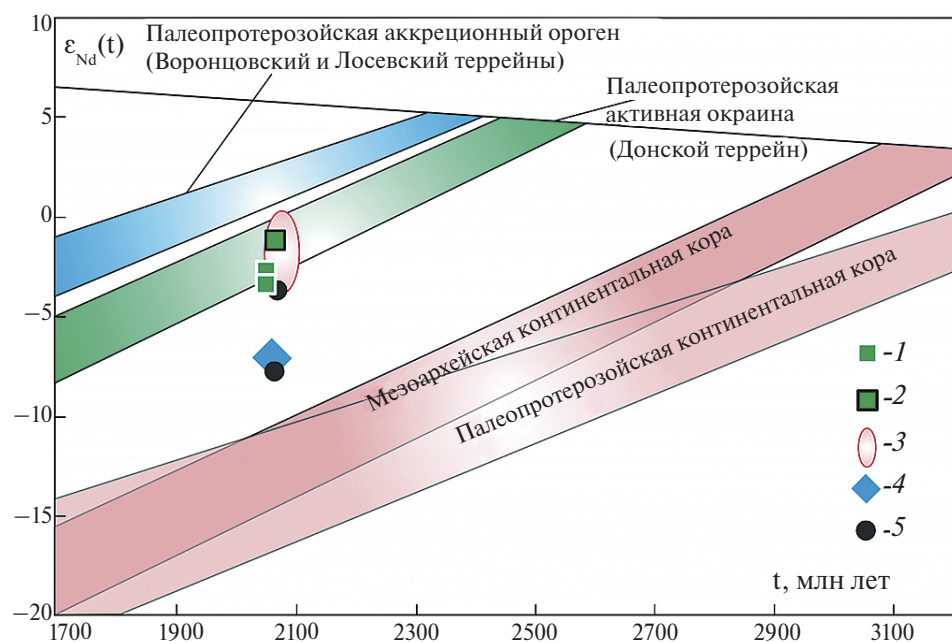


Рис. 7. Диаграмма t (млн лет) — $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ для пород Хохольско-Репьевского батолита: породы потуданского типа: 1 — северный массив (обр. 7577), 2 — плутон Потудань, 3 — павловского типа (Terentiev et al., 2020), 4 — гибридного типа, 5 — дайки. Поля эволюции изотопного состава Nd палеопротерозойской коры террейнов Волго-Донского орогена и архейской коры Курского блока по (Terentiev et al., 2017; Савко и др., 2018).

Таблица 1. Sm-Nd и Rb-Sr изотопные данные для палеопротерозойских пород Хохольско-Репьевского батолита

Тип	Образец	Порода	Sm мкг/г	Nd мкг/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	t^* млн лет	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	$t_{\text{Nd(DM1)}}$ млн лет	Rb мкг/г	Sr мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ измер.	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ первич.
Потуданский	6418/66	Qtz MGB	15.67	94.75	0.1000	0.511136	2056	-3.8	2687	87.3	801	0.31541	0.71845	0.709102
	8003/365	Qtz MGD	9.053	53.07	0.1031	0.511212	2056	-3.1	2658	69.0	983	0.20294	0.70983	0.703813
	7577/170	Qtz MGD	10.93	56.25	0.1175	0.511472	2067	-1.7	2491	57	3144	0.05264	0.70759	0.706016
Павловский	7578/155	Gd	9.985	74.32	0.0812	0.510975	2073	-1.7	2491	96.5	711	0.39240	0.71507	0.703351
	K-85/105***	Qtz MDi	2.70	16.85	0.0969	0.511288	2077	0.3	2421	—	—	—	—	—
	K-50/236.8***	Mz	10.76	59.97	0.1085	0.511223	2066	-4.2	2778	—	—	—	—	—
	K-10/127**	Gd	2.75	15.45	0.1076	0.51136	2078	-1.2	2571	158.3	580.9	0.78839	0.72661	0.70300
	K-106/130**	Gd	2.10	13.05	0.0971	0.51126	2078	-0.3	2467	112.6	480.9	0.67751	0.72224	0.70195
	K-236/1**	Gd	4.60	28.84	0.0964	0.51121	2078	-1.1	2514	132.5	992.3	0.38637	0.71422	0.70264
Гибридный	7576/200	Gd	3.786	34.04	0.0672	0.510426	2068	-8.8	2819	141.0	695	0.58853	0.72352	0.705964
Дайки	6435/77	Gr	0.443	4.912	0.0545	0.510300	2073	-7.8	2715	152	145	3.04490	0.79274	0.701777
	188/д	Gr	1.853	11.37	0.0985	0.511103	2077	-3.8	2695	—	—	—	—	—

Примечания. Величины $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ и первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ вычислены, используя известный U-Pb изотопный возраст по циркону (*) для каждого типа пород. Изотопные данные из работ: ** — (Щипанский и др., 2007); *** — (Terentiev et al., 2020).

содержания воды в магматической системе и фугитивности кислорода) с целью подтверждения модели дифференциации потуданских и павловских пород по разным эволюционным ветвям, что свидетельствует о том, что расплавы этих двух типов пород образовались из разных источников. С учетом полученных новых изотопных данных в настоящей работе приводится тестирование моделей контаминации (AFC) и смешения (Recharge) для объяснения происхождения более широкого спектра пород, слагающих Хохольско-Репьевский батолит.

При выборе внешних параметров для моделирования процесса FC, учитывались результаты минеральной геотермобарометрии. Давление в магматической камере по геобарометру “Al-in-Hbl” оценено в 3 кбар (Петракова, Терентьев, 2018). Моделирование проводилось до 850 °C, чтобы избежать неопределенностей, связанных с появлением водосодержащих минералов, для которых термодинамические свойства пока слабо изучены. Водонасыщенность магм оценена по составам амфиболов (Ridolfi, Renzulli, 2010): для магмы гранитоидов потуданского типа 3–4 вес. %, а павловского типа — 4.5–6 вес. %. Для анализа AFC-процесса температура вмещающих пород, с учетом геотермического градиента на уровне верхней-средней коры (3–4 кбар) (Короновский, Ясаманов, 2012), была принята 400 °C. Порогом перколяции расплава (процент анатектической выплавки) принималось значение 10 об. %. Для вмещающих пород в модели AFC использовали начальные содержания H₂O 1 и 3 вес. %. Для проверки модели смешения магм

добавка новой порции магмы проводилась через каждые 100 °C от фракционирования исходной магмы с добавляемой порцией новой магмы другого состава от 10 г до 200 г.

Для моделей с контаминацией и смешением с кислым расплавом в качестве исходного брался состав наименее дифференцированного монцогабро потуданского типа (обр. 8003/255). Учитывая то, что породы изученного батолита граничат с архейскими образованиями Курского блока, в качестве возможного контаминанта при AFC был взят ТТГ гнейс (обр. 7516, Щипанский и др., 2007) из этого блока. Для моделей смешения (Recharge) выбран средний состав гранита павловского типа, а также был взят средний состав экспериментально полученной выплавки из пород Курского блока (смесь метапелита и ТТГ, Савко и др., 2021). Используемые составы приведены в табл. 2.

Модель FC. На ранних стадиях кристаллизации расплава потуданского типа происходит фракционирование оливина и магнетита из расплава, и вследствие этого происходит накопление щелочей; для расплава павловского типа — ранняя кристаллизация *Cpx* и *Pl* (более подробно в работе Петракова и др., 20226).

Такие содержания Fe-Mg и K-Na составляющих в расплавах при высоких температурах (~1200 °C) еще позволяют кристаллизоваться сухим минеральным парагенезисам (*Ol*, *Cpx*). Через 50–100 °C они исчезают, сменяясь наблюдаемыми парагенезисами *Pl*+*Cpx*+*Spl*. А при достижении температуры 900 °C и накопления воды в системе от 4.5 %

Таблица 2. Содержания главных и редких элементов (вес. % и г/т) в выбранных образцах

Образец	Потуданский тип (исходная магма)	Павловский тип (Recharge1)	ТТГ (AFC)	Плавление ТТГ в Perplex 3 кбар	Эксперим. плавление 4 кбар* (Recharge2)
Состав	обр. 8003/255	средний состав	обр. 7516	средний состав	средний состав
SiO ₂	49.05	74.68	70.62	80.79	72.39
TiO ₂	2.01	0.21	0.32	—	0.43
Al ₂ O ₃	14.09	12.39	14.59	8.33	13.70
Fe ₂ O ₃ общ	13.89	1.38	2.62	1.92	1.65
MnO	0.14	0.01	0.12	—	0.96
MgO	6.11	0.55	0.88	0.70	0.12
CaO	6.64	1.49	3.05	0.96	0.63
Na ₂ O	2.87	3.20	4.64	4.85	2.59
K ₂ O	3.27	5.18	3.03	2.45	5.86
P ₂ O ₅	0.84	0.05	0.13	—	0.10
сумма	98.91	99.14	100.00	100.00	98.43
микроэлементы в г/т					
Rb	75.0	148.6	84.27	—	345.0
Sr	723.0	727.6	368	—	266.0
Y	24.1	15.8	4.57	—	21.8
Zr	56.3	166.4	199.3	—	42.4
Nb	27.0	15.5	4	—	36.2
Ba	1340	1787	1265	—	1300
La	67.50	56.57	54.67	—	62.70
Ce	135	111	99.95	—	98
Pr	16.30	12.68	10.33	—	9.80
Nd	60.7	45.8	34.26	—	36.0
Sm	10.40	7.26	4.63	—	7.70
Eu	2.36	1.68	0.58	—	4.27
Gd	8.01	5.05	2.55	—	6.61
Tb	0.99	0.64	0.26	—	0.98
Dy	5.09	3.21	1	—	5.31
Yb	1.65	1.32	0.28	—	2.12
Lu	0.26	0.19	0.05	—	0.39
Hf	2.29	5.93	5.09	—	1.10
Ta	1.38	0.94	0.17	—	1.38
Th	6.47	18.69	20.24	—	14.90
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.51114	0.51098	0.51033	0.51033	0.51033

* Средний состав экспериментальной выплавки из смеси ТТГ+ метапелит из Курского блока (Савко и др., 2021).

и выше, начинают кристаллизоваться водосодержащие минералы (*Bit*) и предполагается поздняя кристаллизация щелочного полевого шпата.

Частичное фракционирование *Ol+SpI* в расплаве потуданского типа происходит во всех моделях (табл. 3). Отсутствие пород, содержащих *Ol* в потуданском типе, может объясняться его ранним фракционированием из расплава. В этом случае *Ol*-содержащие породы могли формироваться в промежуточных камерах или на более глубоких горизонтах батолита, не вскрытых скважинами.

Модель AFC. При добавлении 10 % выплавки из ТТГ-гнейса к магме потуданского типа наблюдается увеличение кремнекислотности состава (рис. 8),

уменьшается основность плагиоклаза, увеличивается доля фракционирования щелочного полевого шпата (табл. 3).

Изотопные отношения Nd понижаются до 0.51109. Наблюдается резкий минимум по Ti.

Модель Recharge-1 (с добавлением магмы павловского типа). Тестировались модели с разными порциями добавляемого кислого расплава, чтобы получить необходимый диапазон составов гибридных пород. Оказалось, что однократного добавления было недостаточно, а наиболее подходящая модель — добавка двух порций кислого расплава с соотношением масс 1:2. Модельные и реальные составы приведены на рис. 8. Наблюдается переход

составов в нормально-щелочную область, и заметно увеличение содержания Al_2O_3 , также, как и в модели AFC, что скорее обусловлено накоплением *Spl* на ранних этапах кристаллизации и поздним появлением *Pl* (основного-среднего состава) (табл. 3).

Изотопные отношения Nd понижаются до 0.51104. Спектры распределения РЗЭ отвечают части гибридных пород.

Модель Recharge-2 (с добавлением выплавов архейских ТТГ-гнейсов). Для этой модели был взят средний состав ТТГ из работы (Щипанский и др., 2007), для которого с помощью термодинамических расчетов в программе “Perplex” (Connolly, 1990) был рассчитан состав выплавляемого гранитного расплава (табл. 2). Кроме того, взят состав средней выплавки пород Курского блока (ТТГ+метапелит) из работы (Савко и др., 2021). Другие параметры были такие же, как в модели *Recharge-1*. Оба состава дают одинаковые модельные кривые, на рис. 8 приведена эволюция состава смеси расплава потуданского типа и среднего состава выплавки ТТГ+метапелит. В этой модели не наблюдается

резких подъемов содержания Al_2O_3 , это объясняется ранним удалением *Spl* и ранним появлением кислого *Pl* и *Orx* (табл. 3).

Изотопные отношения Nd сильно понижаются до 0.51078. Спектры распределения РЗЭ отвечают части гибридных пород.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Детальные петрографо-минералогические наблюдения порядка кристаллизации минералов для пород павловского и потуданского типов были рассмотрены ранее в работах (Петракова, Терентьев, 2018; Петракова и др., 2022a). Отмечено, что с увеличением содержания кремнезема наблюдается отрицательная корреляция MgO, FeO, CaO, Cr и Ni, которая отражает удаление раннего пироксена и магнетита. Кроме того, отрицательные корреляции TiO_2 , P_2O_5 , Zr с SiO_2 указывают на то, что акцессорные минералы, содержащие эти элементы (циркон, апатит, титанит) также были ранними кристаллизующимися фазами в магмах. Однако не

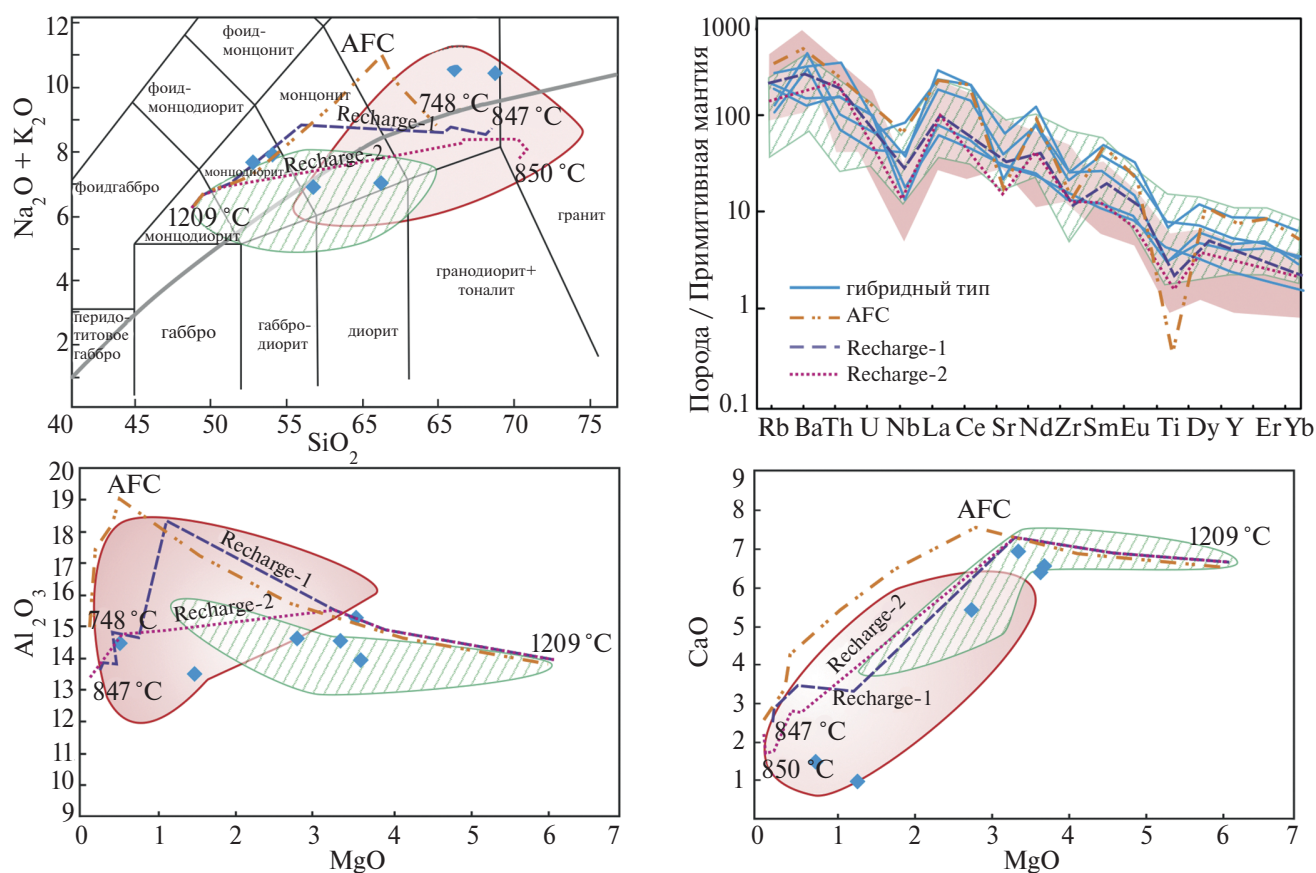


Рис. 8. Показаны составы пород, обозначения как на рис. 4, 6. Пунктирные линии: AFC — модельный состав при контаминации магмы потуданского типа ТТГ-гнейсами на уровне 3 кбар; Recharge 1 — модельный состав при смешении магмы потуданского типа и 2-х порций павловской; Recharge 2 — модельный состав при смешении магмы потуданского типа и 2-х порций кислого расплава из выплавки смеси пород ТТГ и метапелита из (Савко и др., 2021). Зеленое поле — составы пород потуданского типа, розовое поле — составы пород павловского типа и голубые ромбы — гибридные породы.

Таблица 3. Порядок фракционирования минералов при моделировании

FC (8003/255)	AFC 3 кбар (ТТГ)
1192 °C — <i>Ol</i> 4.4	
1127 °C — <i>Ol</i> 4.7 + <i>Spl</i> 0.39	
1057 °C — <i>Ol</i> 8.13 + <i>Spl</i> 4.97	
1052 °C — <i>Cpx</i> 1.1 + <i>Spl</i> 5.3	
1022 °C — <i>Cpx</i> 6.01 + <i>Spl</i> 6.98 + <i>Ap</i> 0.08	
902 °C — <i>Cpx</i> 15.08 + <i>Spl</i> 9.84 + <i>Ap</i> 0.78 + <i>Pl</i> 0.33 (<i>An</i> 67)	
857 °C — <i>Spl</i> 10.06 + <i>Pl</i> 5.17 (<i>An</i> 56) + <i>Bt</i> 0.03	
787 °C — <i>Spl</i> 11.35 + <i>Pl</i> 12.6 (<i>An</i> 37) + <i>Bt</i> 0.54 + <i>Kfs</i> 0.82	
→	752 °C — <i>Spl</i> 11.8 + <i>Pl</i> 20.2 (<i>An</i> 21) + <i>Bt</i> 0.66 + <i>Kfs</i> 15.3 + <i>Ap</i> 0.04
FC (8003/255)	Recharge 1 (+павловский тип)
1204 °C — <i>Ol</i> 0.39	
1129 °C — <i>Ol</i> 5.8 + <i>Spl</i> 0.13	
1099 °C — <i>Ol</i> 7.4 + <i>Spl</i> 2.6	
→	1031 °C — <i>Opx</i> 1.69
	936 °C — <i>Opx</i> 11.64
	931 °C — <i>Cpx</i> 0.88
	911 °C — <i>Cpx</i> 4.30 + <i>Rhm-oxide</i> 0.36
	896 °C — <i>Spl</i> 1.22 + <i>Cpx</i> 6.10
	846 °C — <i>Spl</i> 3.49 + <i>Cpx</i> 9.97 + <i>Pl</i> 13.14 (<i>An</i> 33)
	871 °C — <i>Spl</i> 2.23 + <i>Cpx</i> 8.89 + <i>Pl</i> 1.73 (<i>An</i> 37)
FC (8003/255)	Recharge 2 (+выплавка метapelит-ТТГ)
1204 °C — <i>Ol</i> 0.39	
1129 °C — <i>Ol</i> 5.8 + <i>Spl</i> 0.13	
1099 °C — <i>Ol</i> 7.4 + <i>Spl</i> 2.6	
→	992 °C — <i>Opx</i> 8.46
	936 °C — <i>Opx</i> 13.46 + <i>Pl</i> 27.1 (<i>An</i> 19)
	913 °C — <i>Pl</i> 47.6 (<i>An</i> 37) + <i>Opx</i> 16.1 + <i>Kfs</i> 0.3 + <i>Rhm-Oxide</i> 0.64
	893 °C — <i>Pl</i> 49 (<i>An</i> 18) + <i>Opx</i> 18 + <i>Kfs</i> 30.3 + <i>Rhm-oxide</i> 2.04 + <i>Qz</i> 3.2
	888 °C — <i>Spl</i> 1.9 + <i>Pl</i> 51 (<i>An</i> 19) + <i>Kfs</i> 39 + <i>Qz</i> 9.2
	863 °C — <i>Pl</i> 57 (<i>An</i> 25) + <i>Kfs</i> 75 + <i>Qz</i> 29 + <i>Rhm-Oxide</i> 2.5

Примечания. Указаны аббревиатуры минералов, образовавшихся из расплава при фракционировании, цифрами даны их условные массы (в граммах). Номера плагиоклазов даны в скобках по анортитовому миналу.

было уделено внимания нехарактерному уменьшению концентрации LILE, а также K_2O , Na_2O с ростом кремнезема в породах потуданского типа (рис. 4, 5). Обычно эти показатели должны увеличиваться с ростом уровня фракционирования. В павловских гранитоидах, учитывая, что серия пород изначально более дифференцирована, наблюдается уменьшение содержания оксидов с ростом SiO_2 от 60 до 74 %. Проведенное моделирование фракционной кристаллизации до уровня кристаллизации водонасыщенных минералов (850 °C) показывает, что это может обуславливаться накоплением алюмосиликатов (*Spl* и *Pl*), а затем уменьшением

роли кристаллизации *Spl* (магнетита) и ее последующим фракционированием из расплава, появлением клинопироксена, биотита, калиевого полевого шпата и соответственно уменьшением основности плагиоклаза.

Высокие содержания Ba и Sr в породах обычно считаются показателем накопления полевых шпатов в процессе дифференциации (White et al., 2009). Однако отсутствие положительных Eu-аномалий в монцодиоритах и монцонитах, наличие отрицательного Eu-минимума в более кислых дифференциатах, а также отрицательная корреляция Ba, Sr с ростом SiO_2 согласуются с интерпретацией того,

что кислые породы потуданского и павловского типов не являются кумюлятами полевых шпатом. Более того, содержания Ba и Sr в монцонитоидах значительно выше, чем в континентальной коре. Например, архейские ТТГ-гнейсы Курского блока, граничащие с Донским террейном имеют содержания Ba = 573–1265 г/т и Sr = 360–440 г/т (Щипанский и др., 2007). Это означает, что контаминация/ассимиляция ТТГ могла привести к снижению концентраций Ba и Sr, но не к их росту.

Изотопный состав Nd для гранодиорита гибридного типа оказался более радиоогенным, чем в потуданских и павловских. Это, вероятно, указывает на смешение базитовых магм потуданского типа с каким-то иным кислым расплавом или сильной контаминацией архейской корой.

При моделировании AFC-процесса потуданских монцогаббро архейскими ТТГ-гнейсами наблюдается переход составов в нормально-щелочную область и незначительное увеличение содержания кремнезема. Экспериментальные данные по дегидратационному плавлению высокоглиноземистого тоналита и гранодиорита при давлении $P \leq 4$ кбар, $T > 900$ °C и содержании $H_2O \leq 4$ % (Patino Douce et al., 1997) показывают возможность выплавки кислых расплавов (пералюминиевых гранитов) в верхнекоровых условиях. Однако моделирование AFC-процесса показывает, что контаминация/ассимиляция горячих водонасыщенных магм потуданского типа на уровне 3 кбар будет происходить на поздних стадиях, когда исходный расплав уже достигнет гранодиоритового состава ($SiO_2 = 60$ – 63 %). Заданные условия контаминации предполагают прогрев вмещающей породы до температуры плавления с образованием 10 % анатектических выплавов и добавления их в исходную магму с дальнейшим фракционированием вновь образованного расплава. Для выплавки 10 % расплава из вмещающих ТТГ гнейсов при 3 кбар понадобилось их прогреть до 710 °C, в это время температура исходной магмы потуданского типа уже близка к солидусной (750 °C) (рис. 8).

Расчеты с помощью “MCS” (модуль “Traces & Isotopes”) показали изменения изотопных отношений для модели AFC при добавлении к составу наименее дифференцированного образца (8003/255 со средним значением $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.51114$) 10 вес. % коровых выплавов ТТГ-гнейсов с $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.51033$ (обр. 7516, Щипанский и др., 2007), что привело к понижению $^{143}Nd/^{144}Nd$ до значения 0.51109. Однако, этого недостаточно, чтобы получить значения $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0.51042), наблюдаемое в гранодиорите гибридного типа.

Смешение двух контрастных расплавов — базитового (потуданского типа, $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.51114$) и кислого (павловского типа, $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.51098$) показало неплохую сходимость модельного состава с некоторой частью составов гибридных

образцов, как по соотношению главных элементов, так и редких (рис. 8). Изотопное отношение Nd в конечном дифференциате в данной модели (Recharge-1) $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.51104$, это означает, что гипотетически, такое смешение можно рассматривать для части гибридных пород.

Результаты термодинамического плавления ТТГ в “Perplex” (табл. 2) и эксперименты по плавлению архейских тоналитов, показали, что в таких условиях невозможно получить высококалиевый расплав (Watkins et al., 2007). Часть гибридных пород и даек имеет содержания $K_2O \geq 2$ %. На этом основании был сделан вывод, что переработки (рециклинга) древней коры, состоящей из ТТГ, недостаточно для появления калиевых расплавов. Для этого необходимо вовлечение в область магмогенерации более фертильных коровых пород и/или сильно обогащенных мантийных источников (Watkins et al., 2007). В недавних исследованиях (Савко и др., 2021) был проведен эксперимент по получению гранитного расплава А-типа, при 20 % дегидратационном плавлении смеси метапелит-ТТГ при давлении не более 4 кбар и $T = 950$ °C. Средний состав из получившихся выплавов более высококалиевый и подходящий для тестирования модели “смешения порций магм” (табл. 3).

Как показывают результаты термодинамического моделирования с привлечением данных по экспериментальному плавлению, дополнительным кислым расплавом для образования части гибридных пород и даек могли стать выплавки из архейских пород Курского блока (метапелит-ТТГ).

Тесная пространственная и возрастная сопряженность изученных гранитоидов в составе Хохольско-Репьевского батолита указывает на их возможную генетическую взаимосвязь. На основании геохимических и изотопных данных можно выделить две группы лейкогранитов из даек. (1) с $\epsilon_{Nd}(t)$ от -1.7 до -4.6 и фракционированными спектрами тяжелых РЗЭ ($Gd_N/Yb_N = 2.1$ – 3.8). Породы могли быть сформированы в результате глубокой дифференциации магмы павловского типа, которая зарождалась в равновесии с гранатосодержащим реститом. Такие условия могли быть реализованы при образовании монцодиорит-гранодиоритового расплава при плавлении пород основного состава в нижней коре при давлении 10–15 кбар (Topuz et al., 2005; Qian, Hermann, 2013; Gao, 2016) (рис. 10). (2) с менее фракционированными спектрами тяжелых РЗЭ ($Gd_N/Yb_N = 1.1$ – 1.6), что может рассматриваться как результат плавления кислых пород в средней коре с плагиоклазом в рестите при давлении около 5 кбар (Gao, 2016).

Одной из причин плавления коры на разных уровнях рассматривается участие базальтовых магм (Huppert, Sparks, 1988; Annen et al., 2008; Gao, 2016). На возможный вклад основных расплавов в образование изученных гранитоидов указывает

присутствие среди пород потуданского типа монцогаббро. Под воздействием тепла горячих базитовых интрузий в центральной части Донского террейна, могли плавиться породы архейского фундамента Курского блока, который развит неравномерно и представлен здесь сильно переработанными ТТГ-гнейсами Россошанского блока (Savko et al., 2014; Минц и др., 2017). Здесь же, в центральной части Донского террейна, к югу от плутона Потудань находится лискинский гранит-лейкогранитный комплекс. Лискинские лейкограниты демонстрируют типичные признаки А-гранитов: высокие содержания SiO_2 , $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, фтора и значения FeO^*/MgO , TiO_2/MgO , низкие концентрации CaO , MgO , высокие температуры ликвидуса ($870 \pm 18^\circ\text{C}$) и характерный набор акцессорных минералов, включающий ксенотим, тантало-ниобаты, флюорит (Терентьев, 2016). Возраст формирования лискинских лейкогранитов 2064 ± 14 млн лет (Терентьев, 2016), что практически синхронно с потуданским комплексом 2056–2068 млн лет.

Лискинский тип магм мог служить дополнительным источником в образовании гибридных пород и части даек, что наглядно продемонстрировано на треугольной диаграмме источников (рис. 9).

При высокой магматической активности и одновременном существовании двух или более магм, возможно их смешение. Такое смешение вызывает закономерные сдвиги геохимических и изотопно-геохимических параметров магматических пород, что дополнительно подтверждается результатами термодинамического моделирования на основе их геохимического и изотопного состава. Изменения, например, в Nd изотопной системе, как

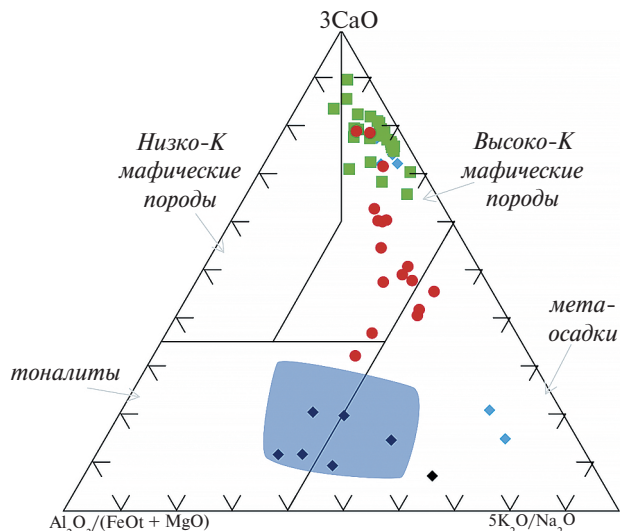


Рис. 9. $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{FeOt} + \text{MgO}) - 3\text{CaO} - 5\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ диаграмма, характеризующая источники по (Laurent et al., 2014), обозначения как на рис. 4.

более плавные (0.51114–0.51104 с добавлением порций магм павловского типа—Recharge-1), так и резкие (0.51114–0.51078, при добавлении выплавов архейских ТТГ—Recharge-2) говорят о том, что могли смешиваться как базитовые, так и кислые расплавы. Последние могут быть корового происхождения или продуктами эволюции магм мантийного уровня зарождения. Взаимодействие между двумя типами магм возможно при высоких температурах, нивелирующих разницу в их вязкости.

Согласно Nd-Sr изотопным данным (рис. 10) в формировании пород Хохольско-Репьевского

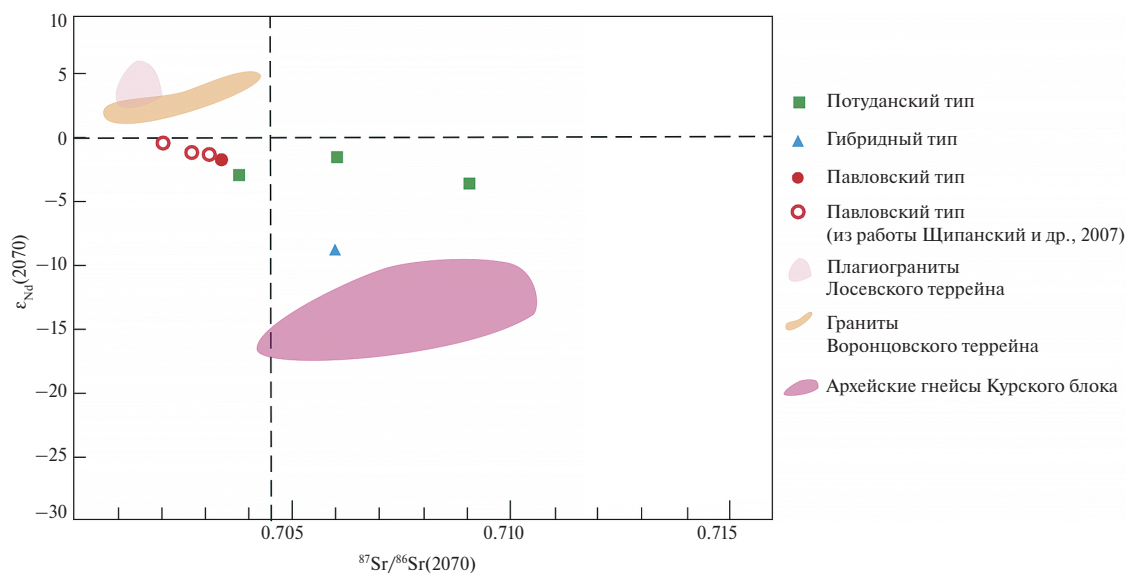


Рис. 10. Диаграмма $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (i) — ϵ_{Nd} для пород Хохольско-Репьевского батолита и гранитоидных комплексов из смежных террейнов. Для сравнения показаны составы архейских ТТГ-гнейсов обоянского комплекса Курского блока, пересчитанные на возраст 2070 млн лет. Изотопные составы гранитов Лосевского, Воронцовского террейнов, а также для архейских пород приведены из работы (Щипанский и др., 2007).

батолита принимали участие как минимум три компонента: 1) нижняя кора, преимущественно мафитового состава и/или обогащенная мантия, метасоматизированная в протерозое, метки которых отражаются в составе павловских гранитоидов; 2) обогащенный мантийный источник, вероятно представленный субконтинентальной литосферной мантией, возможно, метасоматизированной в архее, характерный для монцониитоидов потуданского типа; 3) средняя архейская кора, состоящая преимущественно из ТТГ-гнейсов и метаосадков, подвергшаяся плавлению.

Сдвиг в изотопном составе Nd в более радиогенную область в диоритах потуданского типа северных массивов батолита (скв. 7577), а также их менее железистый состав, по сравнению с петротипичными породами плутона Потудань, может свидетельствовать о возможном участии магмы павловского типа с более радиогенным изотопным составом Nd. В образовании лейкогранитных даек и части гибридных пород участвовали выплавки из архейской коры Курского блока.

Отдельно нужно отметить обогащенный мантийный источник для потуданских пород, аналогов которых в регионе не обнаружено. Согласно изотопным данным, приведенным для гранитоидов смежных Лосевского и Воронцовского террейнов из работы (Щипанский и др., 2007) все составы гранитоидов и вмещающих пород находятся на линии мантийной последовательности. Возникновение обогащенных мантийных источников в результате предшествующих процессов субдукции и коллизии в палеопротерозое с вовлечением корового материала подтверждается высокими отношениями Th/Yb — Ta/Yb (приложение 1, иллюстрация в работе Петракова и др., 2022 а) для всех магматических комплексов ВДО во временном интервале 2080–2050 млн лет. Однако, есть примеры щелочных базальтов с низкими $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и высокими $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$, образовавшиеся в результате плавления мантийных пород, обогащенных литофильными элементами миллиарды лет тому назад (Guo et al., 2006; Арискин и др., 2015).

Подобную связь с обогащенной литосферной мантией обнаруживают палеопротерозойские породы на юго-западе Сибирского кратона. На основании анализа экспериментальных данных по плавлению различных субстратов и расчетного моделирования предполагается, что монцониориты-гранодиориты Тойсукского и гранодиориты Нижнекитойского массивов Шарыжалгайского выступа образовались путем дифференциации/плавления мафического источника, по содержанию Ba и Sr сходного с внутриплитными континентальными базальтами. Изотопный состав Hf в цирконе и Nd в меланократовых гранитоидах Тойсукского (ϵ_{Hf} от -6.0 до -10.7 и ϵ_{Nd} от -5.3 до -10.2) и Нижнекитойского (ϵ_{Hf} от -5.0 до -8.1 и ϵ_{Nd} -4.0 и -5.1)

массивов свидетельствует в пользу генерации их мафических источников из обогащенной литосферной мантии, образованной в результате неогархейских субдукционных процессов на рубеже 2.7 млрд лет назад (Turkina, Kapitonov, 2019).

Согласно имеющимся представлениям (Guo et al., 2006; Pilet et al., 2008, 2010; Ou et al., 2019) обогащенный источник щелочных и, в том числе, высококалийевых расплавов в метасоматизированной литосферной мантии представляет собой серию амфибол- и флогопит-содержащих жил, сформировавшихся в результате метасоматического взаимодействия мантийных перидотитов и продуктов плавления терригенных осадков в надсубдукционной обстановке при участии флюидов. Геохимическим признаком участия такого источника в формировании расплавов является повышенное содержание таких флюидомобильных элементов, как K, Rb, Ba, Pb, Sr, относительно других несоместимых элементов, а также повышенное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в породах, образованных при участии такого источника. Наиболее очевидно отражают участие метасоматизированной литосферной мантии изотопно-геохимические особенности пород потуданского типа.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты проведенного исследования трех типов гранитоидов Хохольско-Репьевского батолита показали различие в изотопном составе Sr и Nd. Гранитоиды потуданского типа характеризуются низкими $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ (-1.7 — (-3.8)) и первичными отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (i), варьирующими от 0.70381 до 0.70910; гранитоиды павловского типа — $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ ($+0.2$ — (-3.7)), $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (i) = 0.70269–0.70309 и породы гибридного типа — $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ = -8.8 , $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (i) = 0.70596.

Высокие содержания Ba, Sr, K, низкие значения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и высокие $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ в породах потуданского типа свидетельствуют, что их источники находились в метасоматизированной литосферной мантии. На более радиогенный состав Nd пород потуданского типа северных массивов батолита повлияло смешение с магмами павловского типа.

По данным элементной и изотопной геохимии в Хохольско-Репьевском батолите выделено две группы даек лейкогранитов: (1) с $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ = -3.8 и фракционированными спектрами тяжелых РЗЭ ($\text{Gd}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N}$ = 2.1–3.8), которые могли быть образованы в результате глубокой дифференциации магмы павловского типа; (2) с $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ = -7.8 и менее фракционированными спектрами тяжелых РЗЭ ($\text{Gd}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N}$ = 1.1–1.6), возникшие в результате плавления архейской коры Курского блока на небольших глубинах.

Термодинамическое моделирование процессов контаминации магм павловского и потуданского типов архейскими гнейсами подтверждает невозможность использования модели контаминации для объяснения низких значений $\epsilon_{Nd}(t)$ для некоторых зон лейкогранитов из даек. Только в случае смешения магм контрастных составов (добавление к базитовому расплаву высокой доли анатектических выплавов из архейской коры Курского блока) возможно резкое изменение изотопного состава пород.

В формировании гранитоидов Хохольско-Репьевского батолита принимали участие расплавы,

образованные при частичном плавлении трех источников: 1) нижняя (или погребенная океаническая) кора, преимущественно мафитового состава и/или обогащенная мантия, метасоматизированная в протерозое, метки которых отражаются в составе павловских гранитоидов; 2) обогащенный мантийный источник, вероятно представленный субконтинентальной литосферной мантией, возможно, метасоматизированной в предшествующий этап геологического развития региона, характерный для монзонитоидов потуданского типа; 3) архейская кора, состоящая преимущественно из ТТГ-гнейсов и метаосадков, подвергшаяся плавлению.

Приложение 1. Представительные химические анализы пород Хохольско-Репьевского батолита.

Потуданский тип													
Скважина/ глубина	7577/ 185	6418/ 66	7763/ 207.5	7586/ 280	7577/ 170	7769/ 201	7769/ 186	8003/ 365	7583/ 240	7578/ 150	7580/ 239.5	7577/ 145	8003/ 190
SiO ₂	46.95	50.82	53.62	53.86	53.98	54.31	56.05	58.47	61.51	61.23	62.91	64.07	64.34
TiO ₂	1.87	2.30	1.04	1.39	0.93	0.91	0.84	1.27	0.79	0.80	0.94	0.80	0.46
Al ₂ O ₃	15.69	13.86	14.91	15.96	13.90	18.60	18.11	14.45	14.04	15.96	14.57	14.46	15.86
FeO _{общ}	13.34	13.65	12.08	10.93	12.35	8.64	7.20	8.78	7.75	6.17	5.78	6.06	6.28
MnO	0.14	0.13	0.16	0.14	0.16	0.12	0.10	0.08	0.09	0.09	0.09	0.07	0.09
MgO	5.14	3.53	4.92	3.62	3.32	3.07	3.11	2.91	3.28	2.67	2.87	2.30	1.46
CaO	7.77	7.44	6.45	8.17	8.13	6.05	6.16	6.40	5.59	5.49	5.01	4.88	4.00
Na ₂ O	3.58	3.07	3.65	3.76	3.08	4.55	4.72	3.72	3.64	4.50	4.09	3.45	4.73
K ₂ O	3.22	3.64	2.44	1.30	3.48	2.78	2.74	3.05	2.57	2.55	3.21	3.39	2.53
P ₂ O ₅	1.84	1.44	0.57	0.61	0.49	0.64	0.60	0.70	0.27	0.42	0.45	0.43	0.26
Сумма	99.55	99.88	99.85	99.74	99.81	99.67	99.62	99.84	99.52	99.88	99.93	99.90	100.00
P	7869	6197	2485	2638	2114	2769	2616	3048	1162	1830	1961	1852	1114
Ti	10952	13641	6192	8257	5491	5401	4988	7563	4665	4778	5599	4749	2713
V	219	176	102	220	190	148	143	108	134	81	97	110	67
Cr	88.1	57	177	65.9	77.4	38.2	23.3	44.0	70.9	34.0	26.7	31.4	55.0
Co	11.0	2.84	14.0	26.7	13.0	20.6	8.00	6.00	10.00	6.00	4.00	4.00	0.00
Ni	31.2	22.9	34.0	21.9	18.9	10.8	9.54	27.0	24.8	18.0	12.0	6.89	15.8
Cu	48.7	21.4	12.0	44.4	35.6	22.8	41.4	20.0	51.4	4.00	9.22	6.39	4.17
Zn	157	81	69.0	103	119	104	95.9	76.0	78.1	47.0	79.1	64.6	85.0
Ga	28.4	24.0	16.0	26.4	24.9	31.5	24.9	17.0	21.0	18.0	22.3	22.3	22.0
Rb	80.3	82.6	123	34.5	35.9	95.3	66.2	53.0	83.9	69.0	84.6	63.1	66.2
Sr	1770	890	436	1030	1390	2020	1500	755	710	582	1120	1070	380
Y	21.3	33.2	14.0	21.9	22	11.2	11.7	16.0	18.3	11.0	13.6	11.7	21.8
Zr	66.0	530	133	76.0	136	212	201	93.0	89.0	100	107	109	208
Nb	20.7	27.3	18.0	10.9	14.6	10.7	8.42	14.0	13	9.00	9.72	9.02	10.2
Mo	1.21	2.29	—	1.06	—	0.85	3.52	—	0.61	—	—	0.75	1.71
Sn	3.00	—	5.00	1.3	—	1.34	1.00	3.00	—	3.00	2.00	—	—
Cs	9.00	14.172	5.00	1.49	6.00	1.01	6.00	11.0	6.00	5.00	6.00	5.00	3.159
Ba	2150	1510	1115	678	2040	3060	2190	1920	693	854	1390	1730	505
La	87.9	98.8	—	33.5	35.1	83.1	62.3	62.1	27.8	—	45.4	82.1	39.1
Ce	201	203	15.0	73.7	92.2	150	119	119	61.5	94.0	86.6	139	76.6
Pr	26.0	24.7	—	9.49	13.6	17.1	14	14.5	8.00	—	10.4	13.8	9.18
Nd	102	96.1	—	39.1	57.0	58.7	52.2	55.3	33.2	—	40.3	45.9	33.8
Sm	16.2	16.4	—	6.89	11.6	9.02	7.68	9.39	6.81	—	7.47	6.45	6.53
Eu	3.55	3.59	—	2.21	2.7	3.39	2.46	2.97	1.46	—	1.68	1.84	1.28
Gd	10.1	12.0	—	6.34	8.06	5.62	5.07	7.08	5.21	—	5.00	4.4	5.44
Tb	1.15	1.57	—	0.84	1.03	0.65	0.57	0.89	0.73	—	0.59	0.51	0.79
Dy	5.00	7.14	—	4.26	4.90	2.62	2.66	4.49	3.67	—	2.88	2.38	4.36
Ho	0.77	1.23	—	0.79	0.81	0.43	0.47	0.78	0.68	—	0.49	0.42	0.73
Er	1.98	3.35	—	2.41	2.04	1.24	1.2	1.98	1.87	—	1.34	1.16	2.09
Tm	0.23	0.4	—	0.31	0.27	0.13	0.15	0.26	0.26	—	0.18	0.17	0.27
Yb	1.35	2.57	—	1.57	1.47	0.86	1.00	1.56	1.64	—	1.08	1.06	1.38
Lu	0.16	0.37	—	0.23	0.22	0.11	0.14	0.21	0.24	—	0.16	0.16	0.22
Hf	3.32	10.4	—	3.5	6.38	7.4	7.94	3.51	4.14	—	4.89	11.2	5.57
Ta	1.16	1.51	—	0.62	0.95	0.39	0.64	1.09	0.85	—	0.35	0.74	0.37
Th	7.56	7.20	6.00	2.66	5.93	5.24	5.14	8.74	5.63	9.00	3.44	13.9	3.53
U	2.05	1.40	8.00	0.72	2.36	0.73	1.55	1.95	2.09	9.00	0.76	2.87	0.92
Th/Yb	5.6	2.80	—	—	—	—	—	5.60	—	—	—	—	2.56
Ta/Yb	0.9	0.59	—	—	—	—	—	0.70	—	—	—	—	0.27
Eu/Eu*	0.79	0.75	—	1.01	0.81	1.36	1.1	1.1	0.72	—	0.79	1.00	0.64
(La/Sm)N	3.41	3.79	—	3.06	1.90	5.80	5.1	4.2	2.57	—	3.82	8.01	3.77
(La/Yb)N	43.9	25.9	—	14.4	16.1	65.1	42.0	26.8	11.4	—	28.3	52.2	19.1
(Gd/Yb)N	6.04	3.77	—	3.26	4.42	5.27	4.1	3.7	2.56	—	3.74	3.35	3.18

Скважина/ глубина	Павловский тип					Гибридный тип						
	7763/ 200.5	7580/ 225	6432/ 86.7	7583/ 245	7770/ 210	7576/ 183	7576/ 190	6434/ 102	8003/ 295	6424/ 67	7576/ 200	7576/ 186
SiO ₂	60.14	65.55	68.24	72.04	73.09	52.51	53.94	56.80	61.41	66.39	69.03	72.30
TiO ₂	0.70	0.54	0.34	0.28	0.20	1.82	1.58	0.74	0.93	0.71	0.07	0.24
Al ₂ O ₃	16.17	14.94	13.63	13.70	13.68	14.79	14.27	15.68	14.80	14.88	13.80	14.09
FeO _{общ}	6.75	4.26	5.74	2.26	1.81	10.70	10.46	9.05	7.16	4.86	3.97	2.30
MnO	0.09	0.05	0.07	0.00	0.02	0.14	0.12	0.13	0.10	0.04	0.10	0.02
MgO	2.94	1.63	0.81	0.63	0.52	3.42	3.72	3.75	2.78	0.73	1.31	0.88
CaO	5.88	3.25	3.72	2.44	2.19	7.02	6.49	6.62	5.49	1.60	1.10	2.84
Na ₂ O	4.28	3.66	3.86	3.36	3.39	3.37	3.44	3.59	3.55	2.67	2.55	4.82
K ₂ O	2.53	5.71	3.34	4.87	4.99	4.19	4.38	3.22	3.39	7.85	7.83	2.23
P ₂ O ₅	0.36	0.32	0.22	0.09	0.06	1.41	1.20	0.29	0.33	0.25	0.07	0.14
Сумма	99.85	99.92	99.98	99.67	99.94	99.38	99.60	99.86	99.95	99.96	99.82	99.87
P	974	891	1729	576	240	6061	5175	1249	1441	1057	301	616
Ti	2006	2467	4114	2383	1174	10760	9323	4377	5527	4198	395	1413
V	191	49.7	115	58.0	22.0	142	163	173	118	66.1	15.0	25.0
Cr	64.9	39.1	64.3	51.6	17.0	83.5	103	130	108	70.3	40.1	34.0
Co	—	1.00	11	—	—	8.00	27.9	25.4	11.0	6.62	2.00	1.00
Ni	8.00	11.0	31.0	10.0	11.0	34.5	32.3	21.7	34.0	7.68	20.1	15
Cu	1.00	1.00	14.0	3.00	2.00	63.9	43.3	27.5	10.0	12.6	36.1	7.00
Zn	59.0	26.0	68.0	44.0	12.0	124	136	78.5	73.0	45.2	45.2	19.0
Ga	23.2	18.1	18.1	14.7	12.0	29.9	29.3	24.8	18.5	22.7	17.0	13.0
Rb	87.0	82.8	102	80.5	70.0	71.5	77.6	135	118	177	127	37.0
Sr	912	650	780	658	501	883	1370	693	597	483	729	465
Y	32.8	16.1	33	2.95	1.00	26.1	42.5	19.9	10.6	22.6	2.44	1.00
Zr	151	74.0	99.0	60.0	55.0	249	307	162	186	296	—	88
Nb	30.2	18.0	23.6	4.33	4.00	30.7	62.1	13.5	9.15	27.9	6.05	4.00
Mo	2.50	1.56	—	—	—	1.03	1.76	2.41	2.02	3.85	1.51	—
Sn	4.00	—	5.00	—	—	3.00	3.46	1.44	—	1.34	—	3.00
Cs	3.00	3.00	6.00	2.00	1.00	12.0	0.40	4.72	7.00	1.15	—	2.00
Ba	1370	659	1010	572	406	2180	3100	1100	845	2270	3930	339
La	94.3	106	49.2	23.9	—	130	165	45.4	53.5	204	66.7	—
Ce	190	201	111	38.5	193	258	377	85.6	93.5	370	110	81
Pr	24.1	21.0	14.8	3.85	—	30.3	47.9	9.93	9.38	38.3	10.9	—
Nd	91.9	68.6	58.3	13.0	—	109	172	35.5	31.3	112	33.8	—
Sm	15.9	9.23	11.2	1.87	—	17.7	23.1	5.81	4.68	12.3	4.29	—
Eu	3.22	1.80	2.05	1.15	—	4.30	5.98	1.61	1.34	2.66	1.79	—
Gd	11.5	5.64	9.13	1.11	—	10.9	17.3	4.96	3.87	9.29	2.09	—
Tb	1.51	0.66	1.16	0.14	—	1.29	2.07	0.77	0.50	1.12	0.19	—
Dy	6.97	3.43	5.90	0.57	—	5.68	9.34	3.76	2.36	4.82	0.63	—
Ho	1.13	0.58	1.14	0.10	—	0.97	1.61	0.76	0.43	0.78	0.098	—
Er	3.23	1.56	3.12	0.25	—	2.40	4.41	2.18	0.96	2.54	0.25	—
Tm	0.43	0.22	0.43	0.04	—	0.30	0.52	0.24	0.14	0.25	0.026	—
Yb	2.50	1.32	2.76	0.22	—	1.79	3.36	1.88	0.80	1.55	0.15	—
Lu	0.34	0.2	0.4	0.03	—	0.25	0.42	0.28	0.15	0.22	0.023	—
Hf	7.97	4.17	3.71	2.47	—	9.19	13.5	4.98	5.35	11.6	0.28	—
Ta	1.51	1.54	2.11	0.20	—	1.02	3.51	0.68	0.33	1.36	0.20	—
Th	7.08	30.9	20.8	3.52	6.00	6.28	8.95	13.1	12.4	31.1	33.1	6.00
U	1.46	2.10	4.89	0.53	9.00	0.96	1.40	2.21	2.01	1.89	0.71	8.00
Th/Yb	2.83	—	—	—	—	3.51	2.66	—	15.5	20.1	221	—
Ta/Yb	0.60	—	—	—	—	0.57	1.04	—	0.41	0.88	1.33	—
Eu/Eu*	0.70	0.71	0.60	2.26	—	0.88	0.88	—	0.94	0.73	1.62	—
(La/Sm)N	3.73	7.22	2.76	8.04	—	4.62	4.49	4.92	7.19	10.43	9.78	—
(La/Yb)N	25.4	54.1	12.0	73.2	—	49.0	33.1	—	45.1	88.7	300	—
(Gd/Yb)N	3.71	3.45	2.67	4.07	—	4.91	4.15	—	3.90	4.84	11.24	—

Приложение 1. Представительные химические анализы пород Хохольско-Репьевского батолита.

Потудан-ский тип	Дайковый тип				Лискинский тип лейкогранитов						
Скважина/ глубина	8003/ 160	6416/ 60.8	7769/ 209.3	6435/ 77	К-22/ 97.7	К-925-1/ 94.4	К-35/ 7.1	К-911-1/ 215	К-915-2/ 380.5	К-908/ 85.2	К-12/ 93.7
SiO ₂	73.29	74.51	75.44	75.75	74.79	75.73	75.56	74.64	78.28	77.47	76.55
TiO ₂	0.30	0.06	0.14	0.08	0.32	0.18	0.18	0.20	0.11	0.12	0.23
Al ₂ O ₃	12.90	12.14	12.86	11.79	11.85	12.69	13.06	13.19	12.48	11.92	12.26
FeO _{общ}	2.40	1.43	1.46	1.47	2.84	2.53	1.70	2.24	1.47	1.33	1.84
MnO	0.02	0.01	0.02	0.01	0.041	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03
MgO	0.51	0.06	0.27	0.15	0.39	0.17	0.19	0.23	0.07	0.09	0.20
CaO	0.41	1.52	1.26	1.18	1.14	1.72	1.34	1.21	1.95	1.00	1.37
Na ₂ O	3.35	3.59	3.76	2.77	4.27	2.28	2.54	2.71	2.88	3.79	2.92
K ₂ O	6.72	6.59	4.70	6.77	4.31	4.63	5.37	5.52	2.71	4.24	4.57
P ₂ O ₅	0.08	0.00	0.03	0.03	0.041	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03
Сумма	99.98	99.91	99.95	99.98	100	100	100	100	100	100	100
P	—	131	349	109	—	—	—	—	—	—	—
Ti	353	850	1790	503	—	—	—	—	—	—	—
V	14.0	17.0	21.0	29.6	—	—	—	—	—	—	—
Cr	44.0	21.0	23.0	57.1	—	—	—	—	—	—	—
Co	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ni	4.00	3.00	8.00	8.068	—	—	—	—	—	—	—
Cu	5.00	—	—	4.154	—	—	—	—	—	—	—
Zn	7.00	15.0	16.0	17.186	—	—	—	—	—	—	—
Ga	12.0	13.0	10.0	18.6	—	—	—	—	—	—	—
Rb	190	210	180	140	—	—	—	—	—	—	—
Sr	33	121	73	132	—	—	—	—	—	—	—
Y	7.00	3.00	9.00	0.59	—	—	—	—	—	—	—
Zr	39	76	157	48.068	—	—	—	—	—	—	—
Nb	22.0	11.0	12.0	1.58	—	—	—	—	—	—	—
Mo	—	—	—	1.51	—	—	—	—	—	—	—
Sn	2.00	1.00	2.00	4.00	—	—	—	—	—	—	—
Cs	—	49	29	0.36	—	—	—	—	—	—	—
Ba	86	230	387	406	—	—	—	—	—	—	—
La	—	—	—	14.1	—	—	—	—	—	—	—
Ce	54	71	280	20.00	—	—	—	—	—	—	—
Pr	—	—	—	1.81	—	—	—	—	—	—	—
Nd	—	—	—	4.31	—	—	—	—	—	—	—
Sm	—	—	—	0.28	—	—	—	—	—	—	—
Eu	—	—	—	0.29	—	—	—	—	—	—	—
Gd	—	—	—	0.27	—	—	—	—	—	—	—
Tb	—	—	—	0.05	—	—	—	—	—	—	—
Dy	—	—	—	0.09	—	—	—	—	—	—	—
Ho	—	—	—	0.01	—	—	—	—	—	—	—
Er	—	—	—	0.05	—	—	—	—	—	—	—
Tm	—	—	—	0.01	—	—	—	—	—	—	—
Yb	—	—	—	0.06	—	—	—	—	—	—	—
Lu	—	—	—	0.01	—	—	—	—	—	—	—
Hf	—	—	—	1.71	—	—	—	—	—	—	—
Ta	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Th	15.0	—	—	18.8	—	—	—	—	—	—	—
U	5.00	—	—	2.91	—	—	—	—	—	—	—
Th/Yb	—	—	—	330	—	—	—	—	—	—	—
Ta/Yb	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Eu/Eu*	—	—	—	3.18	—	—	—	—	—	—	—
(La/Sm)N	—	—	—	31.68	—	—	—	—	—	—	—
(La/Yb)N	—	—	—	166.77	—	—	—	—	—	—	—
(Gd/Yb)N	—	—	—	3.82	—	—	—	—	—	—	—

Приложение 2. Коэффициенты распределения химических элементов в системах “минерал-расплав”, использованные в работе.

Коэффициенты распределения для минералов						
порода	андезит*					базальт**
элемент/ минерал	<i>Cpx</i>	<i>Ol</i>	<i>Pl</i>	<i>Ilm</i>	<i>Mag</i>	<i>Opx</i>
Ba	0.07	0.02	—	—	0.26	—
Dy	1.16	0.06	0.11	—	0.51	—
Eu	0.82	0.03	0.57	—	0.32	—
Gd	0.72	—	0.04	—	—	—
Hf	0.37	0.02	0.02	0.38	0.46	0.05
La	0.25	0.01	0.18	—	0.34	—
Nd	0.97	0.02	0.11	—	0.40	0.02
Sm	0.92	0.01	0.09	—	0.42	—
Ni	6.80	26.33	0.30	—	14.30	—
Rb	0.04	0.04	0.17	—	0.15	—
Sr	0.45	0.03	3.42	—	0.11	—
Ta	0.43	—	0.03	6.60	—	—
Y	2.40	—	—	—	0.64	0.38
Th	0.10	0.02	0.03	—	0.24	0.00
Nb	2.10	—	—	4.60	—	0.00
Yb	1.18	0.03	0.05	—	0.36	0.16
Zr	0.30	—	0.18	0.2	0.38	0.01

Примечания. *Cpx* — клинопироксен, *Ol* — оливин, *Pl* — плагиоклаз, *Ilm* — ильменит, *Mag* — магнетит, *Opx* — ортопироксен.

* среднее Кд для минералов из андезитов из работ:

- 1) Green T.H., Pearson, N.J. (1985). Rare Earth element partitioning between clinopyroxene and silicate liquid at moderate to high pressure. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. (91), 24-36.
- 2) Anderson, A.T., Greenland, L.P. (1969). Phosphorous fractionation diagrams as a quantitative indicator of crystallization differentiation of basaltic liquids. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. (33), 493-505. doi: 10.1016/0016-7037(69)90129-X.
- 3) Luhr J.F., Carmichael I.S.E. (1980). The Colima volcanic complex, Mexico. I: post-caldera andesites from Volcan Colima. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. (71), 343-372.
- 4) Ewart A., Griffin W.L. (1994). Application of Proton-Microprobe Data to Trace-Element Partitioning in Volcanic-Rocks. *Chemical Geology*. 117 (1-4), 251-284. doi: 10.1016/0009-2541(94)90131-7.
- 5) Bacon C.R., Druitt T.H. (1988). Compositional Evolution of the Zoned Calalkaline Magma Chamber of Mount-Mazama, Crater Lake, Oregon. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 98 (2), 224-256.

** среднее Кд для ортопироксена базальтов из работ:

- 1) Bindeman I., Davis A. (2000). Trace element partitioning between plagioclase and melt: Investigation of dopant influence on partition behavior. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. (64), 2863-2878. doi: 10.1016/S0016-7037(00)00389-6.
- 2) Schwandt C.S., McKay G.A. (1998) Rare earth element partition coefficients from enstatite/melt synthesis experiments. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62(16). 2845-2848. doi: 10.1016/S0016-7037(98)00233-6.

Авторы выражают искреннюю благодарность М.В. Лучицкой и анонимному рецензенту за внимательное ознакомление с рукописью и ценные замечания, которые способствовали улучшению статьи, а также научному редактору журнала О.А. Луканину.

Работа выполнена в рамках темы НИР ИГГД РАН № FMUW-2022–0002.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Арискин А.А., Данюшевский Л.В., Конников Э.Г., Маас Р., Костицын Ю.А., Мак-Нил Э., Меффре С., Николаев Г.С., Кислов Е.В. (2015). Довыренский интрузивный комплекс (Северное Прибайкалье, Россия): изотопно-геохимические маркеры контаминации исходных магм и экстремальной обогащенности источника. *Геология и геофизика*. 56 (3), 528–556.

Бибикова Е.В., Богданова С.В., Постников А.В., Попова Л.П., Кирнозова Т.И., Фугзан М.М., Глушенко, В.В.

(2009). Зона сочленения Сарматии и Волго-Уралии: изотопно-геохронологическая характеристика супра-крупных пород и гранитоидов. *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 17 (6), 3–16.

Бибикова Е.В., Богданова С.В., Постников А.В., Федотова А.А., Клаэссон С., Кирнозова Т.И., Фугзан М.М., Попова Л.П. (2015). Ранняя кора Волго-Уральского сегмента Восточно-Европейского кратона: изотопно-геохронологическое изучение терригенного циркона из метаосадочных пород Большечеремшанской серии и их Sm-Nd модельный возраст. *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 23 (1), 3–26.

Горохов И.М., Мельников Н.Н., Кузнецов А.Б., Константинова Г.В., Турченко Т.Л. (2007). Sm-Nd систематика тонкозернистых фракций нижнекембрийских “синих глин” Северной Эстонии. *Литология и полезные ископаемые*. (5), 536–551.

Горохов И.М., Зайцева Т.С., Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Аракелянц М.М., Ковач В.П., Константинова Г.В., Турченко Т.Л., Васильева И.М. (2019).

- Изотопная систематика и возраст аутигенных минералов в аргиллитах инзерской свиты Южного Урала. *Стратиграфия. Геол. корреляция*. **27** (2), 3–30.
- Египко О.И. (1971) Некоторые минералого-петрографические и геохимические особенности докембрийских гранитоидов юго-восточной части Воронежского кристаллического массива. Дисс. ... канд. геол.-минерал. Наук. Воронеж: 367 с.
- Короновский Н.В., Ясаманов Н.А. (2012) Планета Земля. Физико-химический состав и агрегатное состояние вещества Земли. Геология: учебник для студ. учреждений высш. проф. образования. 8-е, испр. и доп. М.: Издательский центр "Академия", 448 с.
- Кузнецов А.Б., Лобач-Жученко С.Б., Каулина Т.В., Константинова Г.В. (2019) Палеопротерозойский возраст карбонатных пород и трондьемитов центральноприазовской серии: Sr-изотопная хемотратиграфия и U-Pb геохронология. *ДАН*. **484** (6), 71–74.
- Минц М.В., Глазнев В.Н., Муравина О.М. (2017) Глубинное строение коры юго-востока Воронежского кристаллического массива по геофизическим данным: геодинамическая эволюция в палеопротерозое и современное состояние коры. *Вестник ВГУ. Серия: Геология*. (4), 5–23.
- Петракова М.Е., Терентьев Р.А. (2018) Петрографические и минералогические признаки взаимодействия гранитоидных и габброидных магм плутона Потудань, Воронежский кристаллический массив. *Вестник ВГУ. Серия: Геология*. (1), 32–45.
<https://doi.org/10.17308/geology.2018.1/1422>.
- Петракова М.Е., Терентьев Р.А., Юрченко А.В., Савко К.А. (2022а) Геохимия и геохронология палеопротерозойских кварцевых монцогаббро-монцодиорит-гранодиоритов плутона Потудань, Волго-Донской ороген. *Вестник СПбГУ: Науки о Земле*. **67** (1), 74–96.
[doi: 10.21638/spbu07.2022.105](https://doi.org/10.21638/spbu07.2022.105)
- Петракова М.Е., Анисимов Р.Л., Балтыбаев Ш.К. (2022б) Условия образования магматических пород Хохольско-Репьевского батолита Волго-Донского орогена: проверка моделей фракционной кристаллизации и ассимиляции. *Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН*. (19), 284–289.
[doi: 10.31241/FNS.2022.19.052](https://doi.org/10.31241/FNS.2022.19.052)
- Савко К.А., Самсонов А.В., Ларионов А.Н., Ларионова Ю.О., Базиков Н.С. (2014) Палеопротерозойские граниты А- и S-типов востока Воронежского кристаллического массива: геохронология, петрогенезис и тектоническая обстановка формирования. *Петрология*. **22** (3), 235–264.
- Савко К.А., Самсонов А.В., Базиков Н.С. (2011) Метатерригенные породы воронцовской серии Воронежского кристаллического массива: геохимия, особенности формирования и источники сноса *Вестник ВГУ. Серия: Геология*. (1), 70–94.
- Савко К.А., Самсонов А.В., Сальникова Е.Б., Котов А.В., Базиков Н.С. (2015) НТ/LP метаморфическая зональность восточной части Воронежского кристаллического массива: возраст, условия и геодинамическая обстановка формирования. *Петрология*. **23** (6), 607–623.
- Савко, К.А. Самсонов А.В., Ларионов А.Н., Кориш Е.Х., Базиков Н.С. (2018) Архейская тоналит-трондьемит-гранодиоритовая ассоциация Курского блока, Воронежский кристаллический массив: состав, возраст и корреляция с комплексами Украинского щита. *ДАН*. **478** (3), 335–341.
- Савко К.А., Самсонов А.В., Голунова М.А., Вонг К.-Л., Базиков Н.С., Холина Н.В., Полякова Т.Н. (2021) Палеоархейские ТТГ и метapelиты — протолиты неархейских риолитов А-типа Курского блока Сарматии: результаты экспериментов по дегидратационному плавлению. *Вестник ВГУ. Серия: Геология*. (2), 29–40.
[DOI: <https://doi.org/10.17308/geology.2021.2/3486>](https://doi.org/10.17308/geology.2021.2/3486)
- Терентьев Р. А (2016) Петрография и геохронология гранитов лискинского плутона Воронежского кристаллического массива. *Вестник ВГУ. Серия: Геология*. (3), 43–52.
- Терентьев Р.А. (2018) Геология донской серии докембрия Воронежского кристаллического массива. *Вестник ВГУ. Серия: Геология*. (2), 5–19.
- Терентьев Р.А., Савко К.А. (2017) Минеральная термобарометрия и геохимия палеопротерозойских магнезиально-калиевых гранитоидов Павловского плутона, Восточно-Европейский кратон. *Вестник ВГУ. Серия: Геология*. (3), 34–45.
- Федотова А.А., Богданова С.В., Клаэссон С., Аносова М.О., Постников А.В., Фугзан М.М., Кирнозова Т.И. (2019) Новые данные о палеопротерозойском возрасте метаморфизма Елабужского зоны деформаций Волго-Уралии, Восточно-Европейский кратон. *ДАН*. **488** (3), 307–312.
- Щипанский А.А., Самсонов А.В., Петрова А.Ю., Ларионова Ю.О. (2007) Геодинамика восточной окраины Сарматии в палеопротерозое. *Геотектоника*. (1), 43–70.
- Annen C., Blundy J.D., Sparks R.S. J. (2008) The sources of granitic melt in Deep Hot Zones. *Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci.* (97), 297–309.
- Asimow P.D., Ghiorso M.S. (1998) Algorithmic modifications extending MELTS to calculate subsolidus phase relations. *Am. Mineralogist*. (83), 1127–1131.
- Black R., Liegeois J.P. (1993). Cratons, mobile belts, alkaline rocks and continental lithospheric mantle; the Pan-African testimony. *J. Geol. Soc. Lond.* (150), 89–98.
- Bogdanova S.V., Gorbatshev R., Garetsky R.G. (2005) East European Craton. *Encyclopedia of Geology* (Eds. R. Selley, R. Cocks, I. Plimer). Amsterdam: Elsevier. (2), 34–49.
- Bohrson W.A., Spera F.J., Ghiorso M.S., Brown G.A., Creamer J.B., Mayfield A. (2014) Thermodynamic model for energy-constrained open-system evolution of crustal magma bodies undergoing simultaneous recharge, assimilation and crystallization: the magma chamber simulator. *J. Petrol.* (55), 1685–1717.
<https://doi.org/10.1093/petrology/egu036>.
- Bonin B., Azzouni-Sekkal, A., Bussy, F., Ferrag, S., (1998) Alkali-calcic and alkaline postorogenic (PO) granite magmatism: petrologic constraints and geodynamic settings. *Lithos* (45), 45–70.
- Brown G., Thorpe R.S., Webb P.C. (1984). The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *J. Geol. Soc.* **141** (3), 413–426.
- Chaves A.O. (2021) Columbia (Nuna) supercontinent with external subduction girdle and concentric accretionary, collisional and intracontinental orogens permeated by large igneous provinces and rifts. *Precambrian Research* (352) 106017
- Condie K.C. (2013). Preservation and recycling of crust during accretionary and collisional phases of proterozoic

- orogens: a bumpy road from Nuna to Rodinia. *Geosciences*. (3), 240–261.
- Connolly J.A. (1990) Multivariable phase–diagrams — an algorithm based on generalized thermodynamics. *Amer. J. Sci.* (290), 666–718.
- Corfu F., Hanchar J., Hoskin P.W.O., Kinny P. (2003) Atlas of zircon textures. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. (53), 59.
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. (2001) A geochemical classification for granitic rocks. *J. Petrol.* **42** (11), 2033–2048.
- Guo Z., Wilson M., Liu J., Mao Q. (2006) Post-collisional, potassic and ultrapotassic Magmatism of the Northern Tibetan Plateau: constraints on characteristics of the mantle source, geodynamic setting and uplift mechanisms. *J. Petrol.* **47** (6), 1177–1220. doi:10.1093/ptology/egl007
- Ghiorso M.S., Sack R.O. (1995) Chemical mass transfer in magmatic processes IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid–solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures. *Contrib. Mineral. Petrol.* (119), 197–212. <https://doi.org/10.1007/bf00307281>.
- Goldstein, S.J., Jacobsen S.B. (1988) Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: implications for crustal evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.* (87), 249–265.
- Huppert H.E., Sparks R.S.J. (1988) The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust. *J. Petrol.* (29), 599–624.
- Jacobsen S.B., G.J. Wasserburg. (1984) Sm–Nd evolution of chondrites and achondrites. *Earth Planet. Sci. Lett.* (67), 137–150.
- Meert J.G. (2012) What’s in a name? The Columbia (Paleopangaea/Nuna) supercontinent. *Gondwana Research*. **21** (4), 987–993.
- Middlemost E.A.K. (1994) Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth Science Reviews*. (37), 215–224.
- Laurent O., Martin H., Moyen J.F., Doucelance R. (2014) The diversity and evolution of late-Archean granitoids: evidence for the onset of ‘modern-style’ plate tectonics between 3.0 and 2.5 Ga. *Lithos* (205), 208–235. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.06.012>
- O’Connor J.T. (1965) A classification of quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* **525-B**, 79–84.
- Ou Q., Wang Q., Wyman D.A., Zhang C., Hao L.-L., Dan W., Jiang Z.-Q., Wu F.-Y., Yang J.-H., Zhang H.-X., Xia X.-P., Ma L., Long X.-P., Li J. (2019) Postcollisional delamination and partial melting of enriched lithospheric mantle: Evidence from Oligocene (ca. 30 Ma) potassium-rich lavas in the Gemuchaka area of the central Qiangtang Block, Tibet. *Geol. Soc. of Am. Bull.* **131** (7/8), 1385–1408. <https://doi.org/10.1130/B31911.1>
- Patino-Douce A.E., Beard J.S. (1995) Dehydration melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbars. *J. Petrol.* (36), 707–738.
- Pillet S., Baker M.B., Stolper E.M. (2008) Metasomatized Lithosphere and the Origin of Alkaline Lavas. *Science*. (320), 1–10. DOI: 10.1126/science.1156563
- Pilet S., Ulmer P., & Villiger S. (2010). Liquid line of descent of a basanitic liquid at 1.5 Gpa: Constraints on the formation of metasomatic veins. *Contrib. Mineral. Petrol.* **159** (5), 621–643. <https://doi.org/10.1007/s00410-009-0445-y>
- Qian Q., Hermann J. (2013) Partial melting of lower crust at 10–15 kbar: Constraints on adakite and TTG formation. *Contrib. Mineral. Petrol.* (165), 1195–1224.
- Ridolfi F., Renzulli A., Puerini M. (2010) Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contrib. Mineral. Petrol.* (160), 45–66.
- Samsonov A.V., Spiridonov V.A., Larionova Yo.O., Larionov A.N., Bibikova E.V., Gerasimov V.Y. (2016) Pleoproterozoic history of assemblage of the East European Craton: Evidence from basement of the Russian platform. In book: *Moscow International School of Earth Sciences. Abstracts of International conference* (Eds. L.N. Kogarko). M.: Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS Vernadsky State Geological Museum RAS Lomonosov Moscow State University, 21–22.
- Savko K.A. Samsonov A.V., Salnikova E.B., Kotov A.B., Bazikov N.S. (2015) HT/LP metamorphic zoning in the eastern Voronezh Crystalline Massif: Age and parameters of metamorphism and its geodynamic environment. *Petrology*. **23** (6), 559–575.
- Savko K.A., Samsonov A.V., Kotov A.B., Sal’nikova E.B., Korish E.H., Larionov A.N., Anisimova I.V., Bazikov N.S., (2018). The Early Precambrian Metamorphic Events in Eastern Sarmatia. *Precamb. Res.* (311), 1–23.
- Shchipansky A.A., Kheraskova T.N. (2023) The Volga-Don Collisional Orogen in the East European Craton as a Paleoproterozoic Analog of the Himalayan-Tibetan Orogen. *Geodynamics & Tectonophysics*. **14** (2), 1–21. doi:10.5800/GT-2023-14-2-0692
- Sun S.S., McDonough W.F. (1989) Chemical and Isotopic Systematic of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes. *Geological Society London Special Publications*. (42), 313–345.
- Sylvester, P.J. (1989). Post-collisional alkaline granites. *J. Geol.* (97), 261–280.
- Terentiev R.A. (2014) Paleoproterozoic Sequences and Magmatic Complexes of the Losevo Suture Zone of the Voronezh Crystalline Massif: Geological Position, Material Composition, Geochemistry, and Paleogeodynamics. *Stratigraphy and Geological Correlation*. **22** (2), 123–146.
- Terentiev R.A., Santosh M. (2016) Detrital zircon geochronology and geochemistry of metasediments from the Vorontsovka terrane: implications for microcontinent tectonics. *Int. Geol. Rev.* (58), 1108–1126.
- Terentiev R.A., K.A. Savko, M. Santosh. (2017) Paleoproterozoic Evolution of the Arc-back-arc System in the East Sarmatian Orogen (East European Craton): Zircon SHRIMP Geochronology and Geochemistry of the Losevo Volcanic Suite. *Am. J. Science*. (317), 707–753.
- Terentiev R.A., Savko K.A., Petrakova M.E., Santosh. M., Korish, E. H. (2020). Paleoproterozoic granitoids of the Don terrane, East-Sarmatian Orogen: age, magma source and tectonic implications. *Precambrian Research*. (346), 1–24. <http://doi.org/10.1016/j.precamres.2020.105790>.
- Topuz G., Altherr R., Schwarz W.H., Siebel W., Satir M., Dokuz A. (2005) Postcollisional plutonism with adakite-like

- signatures: the Eocene Saraycik granodiorite (Eastern Pontides, Turkey). *Contrib. Mineral. Petrol.* (150), 441–455.
- Turkina, O.M., Kapitonov I.N. (2019). The source of Paleoproterozoic collision granitoids (Sharyzhalgai Uplift, South-western Siberian Craton): from lithospheric mantle to upper crust. *Russian Geology and Geophysics.* (60), 414–434.
- Watkins J.M., Clemens J.D., Treloar P.J. (2007) Archean TTGs as sources of younger granitic magmas: melting of sodic metatonalites at 0.6 ± 1.2 Gpa. *Contrib. Mineral. Petrol.* (154), 91–110. DOI: 10.1007/s00410-007-0181-0
- White J.C., Parker D.F., Ren M. (2009) The origin of trachyte and pantellerite from Pantelleria, Italy: insights from major element, trace element and thermodynamic modelling. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* (179), 33–55.
- Whitney, D.L., Evans B.W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *Am. Mineralogist.* (95), 185–187.
- Zhao G., Cawood P.A., Wilde S.A., Sun M. (2002). Review of global 2.1–1.8 Ga orogens: implications for a pre-Rodinia supercontinent. *Earth Sci. Rev.* (59), 125–162.

SOURCES OF MELTS AND GENESIS CONDITIONS OF THE KHOKHOL-REPYEVKA BATHOLITH GRANITOIDS IN THE VOLGA-DON OROGEN, EASTERN EUROPEAN CRATON

M. E. Petrakova^{a, *}, A. B. Kuznetsov^{a, b}, Sh. K. Baltybaev^{a, b},
V. M. Savatenkov^{a, b}, R. A. Terentiev^c, K. A. Savko^c

^a*Institute of Precambrian Geology and Geochronology Russian Academy of Sciences,
emb., Makarova 2, Saint-Petersburg, 199034 Russian Federation*

^b*St. Petersburg State University, Universitetskaya emb., 7–9, Saint-Petersburg, 199034 Russian Federation*

^c*Research Institute of Geology of the Voronezh State University, University square 1, Voronezh, 394006 Russia*

*e-mail: maribya@mail.ru

The paper discusses the possible conditions and involvement of sources in genesis of the Khokhol-Repyevka batholith granitoids, that build up the Don terrane in the Volga-Don orogen of the East European Craton. In the batholith, three types of granitoids are distinguished – pavlovsk (quartz monzodiorite–granites, mainly pyroxene-free), potudan (quartz monzogabbro–granodiorites containing pyroxene) and hybrid (quartz monzodiorites, monzonites, quartz monzonites). These three types of rocks are spacially co-located and have a similar age of formation 2050–2080 Ma, similar geochemical characteristics (high contents of Ba, Sr, highly fractionated REE patterns ($Gd_N/Yb_N = 2–11$)), however, they differ in petrographic and isotopic geochemical parameters. Primary isotope characteristics of sources for rocks of the pavlovsk type $\epsilon_{Nd}(t) = +0.2 \dots -3.7$, $Sr_i = 0.70335$, for potudan $\epsilon_{Nd}(t) = -1.7 \dots -3.8$, $Sr_i = 0.70381–0.70910$, for hybrid $\epsilon_{Nd}(t) = -8.8$, $Sr_i = 0.70596$. Apart from granitoids, two types of leucogranite dikes were found in the batholith. The first type is characterized by $\epsilon_{Nd}(t) = -3.8$ and fractionated HREE patterns ($Gd_N/Yb_N = 2.1–3.8$) and could have formed as a result of deep differentiation of pavlovsk-type magma. The second type is with $\epsilon_{Nd}(t) = -7.8$ and less fractionated HREE patterns ($Gd_N/Yb_N = 1.1–1.6$), which presumably appeared as a result of melting of a crustal source at shallow depths. Rb-Sr isotope-geochemical characteristics of rocks of the pavlovsk and potudan types indicate their formation from different sources. In total, at least three sources took part in the formation of the Khokhol-Repyevka batholith: 1) lower (or buried oceanic) crust, predominantly of mafic composition and/or enriched mantle, metasomatized in the Proterozoic, the participation of which is reflected in the composition of the Pavlovsk granitoids; 2) an enriched mantle source, probably represented by subcontinental lithospheric mantle (SCLM), possibly metasomatized during the previous stage of geological development of the region, specific for Potudan-type monzonitoids; 3) Archean crust, consisting mainly of TTG gneisses and metasediments, which underwent melting and participated in the formation of part of the leucogranite dikes and hybrid rocks. The results of thermodynamic modeling indicate that the mixing of two melts contrasting in composition – mafic (potudan-type) and intermediate-felsic (pavlovsk-type) can lead to the formation of only part of the composition of hybrid rocks. The formation of the rest was influenced by the contamination of mafic melt by anatectic melts from the Archean crust of the Kursk block.

Keywords: granitoids, gabbroids, magma hybridization, SCLM, thermodynamic modeling, Don terrane, Paleoproterozoic