

УДК 551.72;551.24.056

СВИДЕТЕЛЬСТВА ГРЕНВИЛЬСКИХ И ВАЛЬГАЛЬСКИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ НА ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА (ГАРЕВСКИЙ МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС, ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)

© 2023 г. И. И. Лиханов*

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

**e-mail: likh@igm.nsc.ru*

Поступила в редакцию 23.03.2022 г.

После доработки 30.04.2022 г.

Принята к публикации 18.05.2022 г.

Реконструкция геологической истории Енисейского кряжа важна не только для понимания тектонической эволюции подвижных поясов на границах древних кратонов, но и для решения вопроса о вхождении Сибирского кратона в состав суперконтинента Родиния. По результатам минералогическим, геохимическим и изотопно-геохронологическим исследований получены данные по особенностям петрогенезиса, геотектоническим обстановкам и термодинамическим условиям формирования, возрастам метаморфизма и протолита для контрастных по составу пород гаревского метаморфического комплекса. Обсуждены возможные модели и геодинамические обстановки их формирования. Установлены два импульса неопротерозойской эндогенной активности на западной окраине Сибирского кратона, связанные со становлением суперконтинента Родиния (930–900 и 880–845 млн лет), коррелирующие с гренвильскими и постгренвильскими коллизионно-аккреционными процессами вальгальской складчатости. Геодинамическая история региона сопоставляется с синхронной последовательностью и схожим стилем тектоно-термальных событий по периферии крупных докембрийских кратонов Лаврентии и Балтики, что подтверждает палеоконтинентальные реконструкции о тесных пространственно-временных связях между этими кратонами и их вхождение в состав Родинии.

Ключевые слова: геохимия, геотермобарометрия, тектонические обстановки и модели, U-Pb и ^{40}Ar - ^{39}Ar возраст, Lu-Hf изотопная систематика цирконов, Енисейский кряж

DOI: 10.31857/S0869590323010053, **EDN:** BANWYS

ВВЕДЕНИЕ

Реконструкция геологической истории Енисейского кряжа, представляющего собой коллизионно-аккреционный ороген на западной окраине Сибирского кратона, важна не только для понимания тектонической эволюции подвижных поясов континентальных окраин, но и для верификации данных палеомагнитного моделирования о конфигурации Родинии. Этот суперконтинент возник на рубеже мезо-неопротерозоя в результате гренвильского орогенеза (например, Ярмолюк и др., 2005а, 2005б). Гренвильский пояс в Лаврентии, являющейся ядром Родинии, служит опорным для любых палеореконовструкций периода формирования этого суперконтинента. Гренвильская складчатость фиксировала закрытие позднемезопротерозойского океана: ее заключительные деформации, связанные с процессами континентальной коллизии мезопротерозойских блоков, имели возраст 1.2–0.9 млрд лет

(Богданова и др., 2009; Ernst et al., 2008). Образованный в ходе этих событий гренвильский пояс протягивался по периферии большинства палеоконтинентов от Западной Австралии до Сибири на расстояние более 10000 км (Dalziel, 1997; Torsvik, 2003; Лиханов и др., 2014). Ключевым для палеоконтинентальных реконструкций неопротерозойского этапа эволюции Родинии также является вальгальский ороген (Sawood et al., 2004, 2010), расположенный вдоль ее арктической окраины и включающий северные территории Лаврентии, Балтики, Гренландии и Свальбарда. По времени эти деформационно-метаморфические события (интенсивная складчатость, тектоническое утолщение коры, связанный с надвигами коллизионный метаморфизм, магматизм) охватывают диапазон гренвильского и постгренвильского циклов, включающих эпохи Ренланд (980–910 млн лет) и Нордатьян (880–720 млн лет) соответственно. Его формирование происходило в результате текто-

нических событий, связанных с утолщением земной коры в результате наложенных эффектов коллизионно-аккреционных процессов по периферии Родинии на структуры пограничных кратонов.

Однако существуют представления, что интервал геологической эволюции Земли между 1.8 и 0.75 млрд лет назад, известный в литературе как скучный миллиард (*boring billion*) (Buick et al., 1995), характеризуется низкой эндогенной активностью наряду со снижением изотопных отношений Rb-Sr в карбонатных осадках и калиевости гранитов и песчаников, что, вероятно, было связано с перестройкой конвективных течений и плюмов в мантии и что контрастирует с драматическими изменениями в предыдущие и последующие эпохи (Santosh et al., 2009). Так, синтез полученных геохронологических данных позволил установить наличие в докембрийской истории развития южной части Сибирского кратона глобального по своей продолжительности перерыва (1.8–0.75 млрд лет) в проявлении эндогенной активности и процессов осадконакопления (Gladkochub et al., 2010). Выявленный феномен в совокупности с выполненными межкратонными корреляциями позволил авторам обосновать возможность существования на Земле долгоживущего (транспротерозойского) суперконтинента, объединявшего в своей структуре целый ряд древних кратонов: Сибирь, Лаврентию, Балтику и др. Причина этого явления до настоящего времени остается предметом дискуссий.

Некоторые геодинамические модели развития Енисейского кряжа базируются на предположениях о минимуме магматической активности в регионе в возрастном диапазоне более 1 млрд лет — со времени внедрения таракских гранитоидов (1900–1750 млн лет), прорывающих палеопротерозойские гранулиты и амфиболиты Ангаро-Канского террейна, до среднего неопротерозоя (~750 млн лет) (например, Верниковский и др., 2009). На основании этого в ряде работ был сделан вывод об отсутствии на Енисейском кряже мезопротерозойских, в том числе гренвильских коллизионных событий, что приводит к противоречивой трактовке целого ряда ключевых вопросов геологии региона.

Мы считаем, что проблемы оценки геохронологических рубежей в истории суперконтинента Родиния во многом еще далеки от окончательного решения. Это связано с дефицитом геохимических данных и возрастных датировок, включающих периоды его становления и распада, что существенно ограничивает возможности временных корреляций глобальных геологических процессов в истории Земли. Наименее изученной в этом отношении является северо-западная часть Енисейского кряжа, сложенная древнейшими в Заангарье по-

родами гаревского метаморфического комплекса (ГМК). Эти интенсивно метаморфизованные толщи составляют инфраструктуру (наиболее глубинные уровни) коллизионной системы, и расшифровка их эволюции является ключевой проблемой для понимания процессов коллизионного тектогенеза в целом. Из-за отсутствия согласованных петрологических, геохимических и геохронологических данных между магматическими и метаморфическими событиями вопрос о возрасте и тектонической позиции этого кристаллического комплекса является предметом дискуссий. Попытка восполнения этого пробела предпринята в настоящей статье, в которой обсуждаются особенности происхождения пород ГМК и геохронологические свидетельства раннепротерозойских событий в эволюции докембрийских комплексов Енисейского кряжа. Такие исследования важны не только для понимания процессов, сформировавших тектонический облик региона, но и для выяснения тектонической эволюции подвижных поясов в обрамлении древних кратонов и решения широко дискутируемого вопроса о вхождении Сибирского кратона в состав древнего суперконтинента Родиния (например, Li et al., 2008).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Енисейский кряж представляет собой древний ороген коллизионно-аккреционного типа, расположенный на западной окраине Сибирского кратона. Он вытянут в субмеридианальном направлении вдоль р. Енисей почти на 700 км при ширине от 50 до 200 км (рис. 1б). Геофизические данные свидетельствуют о вертикальном утолщении коры и транспрессионной обстановке; ширина складчатой области Енисейского кряжа на глубине более 10 км вдвое уменьшается, что придает ему грибовидную форму (Старосельцев и др., 2003; Лиханов и др., 2006а). Глубина залегания поверхности Мохоровича под Енисейским кряжем по сравнению с соседними регионами увеличена от 40 до 50 км (Сальников, 2009). Таким образом, этот ороген обладает структурой с утолщенной корой, сохранившейся в течение длительного геологического времени (Хераскова и др., 2009). Коллизионная модель формирования структуры земной коры в регионе подтверждается данными сейсмического профилирования и обосновывается “скупиванием” пород неопротерозойских формаций (Козлов и др., 2020).

В строении Енисейского кряжа выделяются два крупных сегмента — Северо-Енисейский и Южно-Енисейский, разделенные субширотным Нижнеангарским региональным разломом (Ножкин и др., 2016а, 2016б). К югу от этого разлома

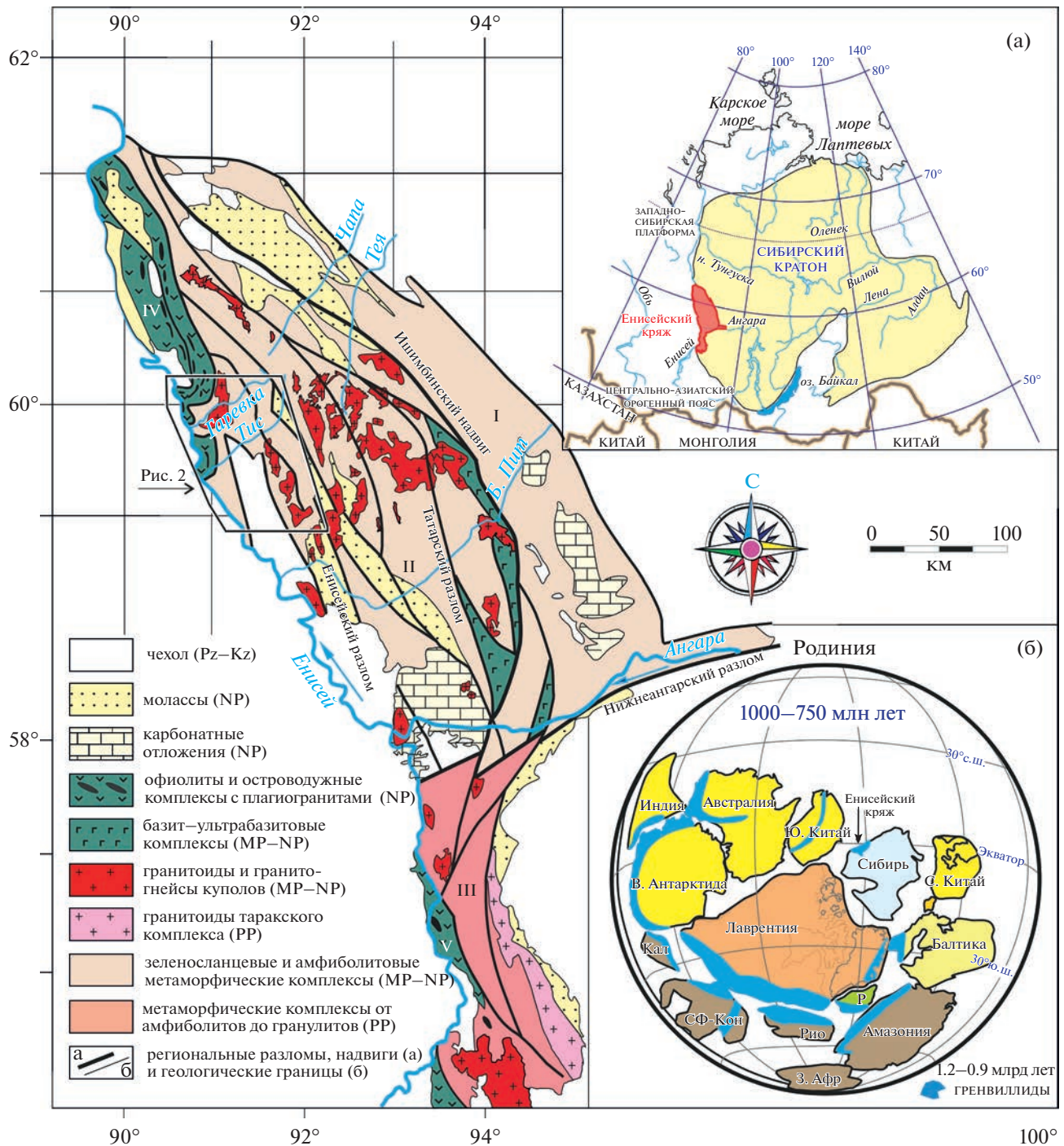


Рис. 1. Местоположение района исследований на схематической тектонической карте Енисейского края. Тектонические блоки: I – Восточный (приплатформенный) и II – Центральный Заангарского сегмента; III – Южно-Енисейский (Ангаро-Канский) сегмент, IV – Исаковский и V – Предивинский островодужные террейны. (а) – положение Енисейского края в структуре Сибирского кратона; (б) – конфигурация ядра Родинии и расположение подвижных поясов гренильской складчатости показаны голубым цветом по (Rino et al., 2008) с модификацией (Ernst et al., 2008) в период ее стабилизации. Положение Сибирского кратона по (Метелкин и др., 2012). Символы для малых кратонов: С – Свальбард, Кал – Калахари, СФ-Кон – Сан-Франциско-Конго, Рио – Рио де ла Плато, З. Афр – Западная Африка, Р – Рокел.

выделяются два структурных элемента – палеопротерозойский кратонный Ангаро-Канский блок и неопротерозойский островодужный Придивинский террейн (Попов и др., 2020; Лиханов и др., 2016) (рис. 1). К северу от Нижнеангарского разлома Енисейский кряж сложен палеопротерозойскими и мезо-неопротерозойскими породами, составляющими Восточный и Центральный кратонные блоки и Исаковский (западный) островодужный террейн. Все тектонические блоки и пластины разделены крупными региональными разломами – системами дизъюнктивов преимущественно северо-западного простирания с субвертикальным падением (Лиханов и др., 2013а). Отличительной особенностью приразломных структур является развитие специфического комплекса тектонитов – бластомилонитов и катаклазитов, прослеживающихся через весь кряж в виде ряда мощных зон субмеридианального простирания (Лиханов и др., 2013б). Региональные разломы (Приенисейский, Татарско-Ишимбинский и др.) часто сопровождаются оперяющимися структурами более высокого порядка, вблизи которых происходит коллизия мелких блоков с образованием надвигов (Егоров, 2004). Последнее вызывает неоднородный по давлению региональный метаморфизм, выраженный сочетанием двух фациальных серий низких и умеренных давлений (Лиханов и др., 2006а, 2008б; Likhonov et al., 2004, 2015).

Условия и время заложения региональных глубинных разломов в регионе остаются неясными. Однако интерпретация геохронологических данных разновозрастных популяций монацитов в тектонитах, испытавших перекристаллизацию в ходе последовательных деформационных процессов, указывает на неоднократную активизацию Приенисейской региональной сдвиговой зоны в регионе в диапазоне времени 1.54–0.6 млрд лет (Лиханов и др., 2015). Это также обосновано тектоническим совмещением разновозрастных блоков высоко- и слабометаморфизованных кристаллических пород, характером взаимоотношений разломов с разновозрастными магматическими комплексами и наблюдениями синтетектонической зональности дислокационных процессов.

Детальный обзор геохронологии, тектонической позиции и геодинамической природы комплексов, участвующих в строении региона, приведены в работах (Лиханов и др., 2014, 2018, 2021). Там же представлена хронологическая последовательность крупных этапов и событий в геологической истории Енисейского кряжа, сформировавших его тектонический облик.

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЯ

В качестве объектов исследования выбраны участки гаревского метаморфического комплекса (ГМК) Северо-Енисейского кряжа (рис. 2). Они приурочены к линейным зонам смятия вдоль Приенисейской системы разломов. Эти зоны представляет собой систему сближенных субпараллельных разломов сдвиговой, взбросовой и надвиговой кинематики, концентрирующих деформации сдвига, а также их комбинаций с проявлениями приразломного катаклаза, меланжирования и динамометаморфизма породных массивов (Likhonov, 2019). Их протяженность определяется сотнями километров при ширине зоны стресс-метаморфизма от сотен метров до первых десятков километров. Как правило, эти линеamentные зоны играют роль швов, разделяющих тектонические блоки региона и являющихся областями их активного взаимодействия.

В разрезе складчатых структур Центрального блока наиболее древним является гаревский метаморфический комплекс, в составе которого выделены немтихинская и малогаревская метаморфические толщи (Качевский, Зуев, 2005). Гаревский комплекс в западной части Центрального блока надстраивается тейским комплексом, в результате чего малогаревская толща перекрывается палеопротерозойскими отложениями свиты хребта Карпинского тейской серии. В тектоническом отношении район развития тейского комплекса располагается главным образом в пределах осевой части Центрального блока, складчатая структура которого осложнена серий дизъюнктивов северо-западного простирания, которые относятся к Татарскому глубинному разлому, а также рядом второстепенных надвигов преимущественно субмеридианального направления. Гаревский комплекс располагается в пределах Приенисейской региональной сдвиговой зоны, разделяющей Центральный кратонный блок и Исаковский островодужный террейн (Likhonov et al., 2018).

Согласно легенды Енисейской серии и Геологической карты М 1 : 1 000 000 (Качевский, Зуев, 2005), биотитовые плагиогнейсы (серые гнейсы?), характерные для немтихинской толщи, широко распространены в Центральном блоке Енисейского кряжа. Плагиогнейсы, обнаруженные в бассейнах рек Чиримбы, Еруды и Панимбы, широко варьируют по составу и соответствуют кварцевым диоритам, гранодиоритам, тоналитам, трондьемитам и низкощелочным гранитам. Они характеризуются низкой щелочностью натриевого, калиево-натриевого типа и высокой глиноземистостью (более 16 мас. %) (Стороженко и др., 1999). В строении этого комплекса также принимают участие биотитовые плагиогнейсы аноро-

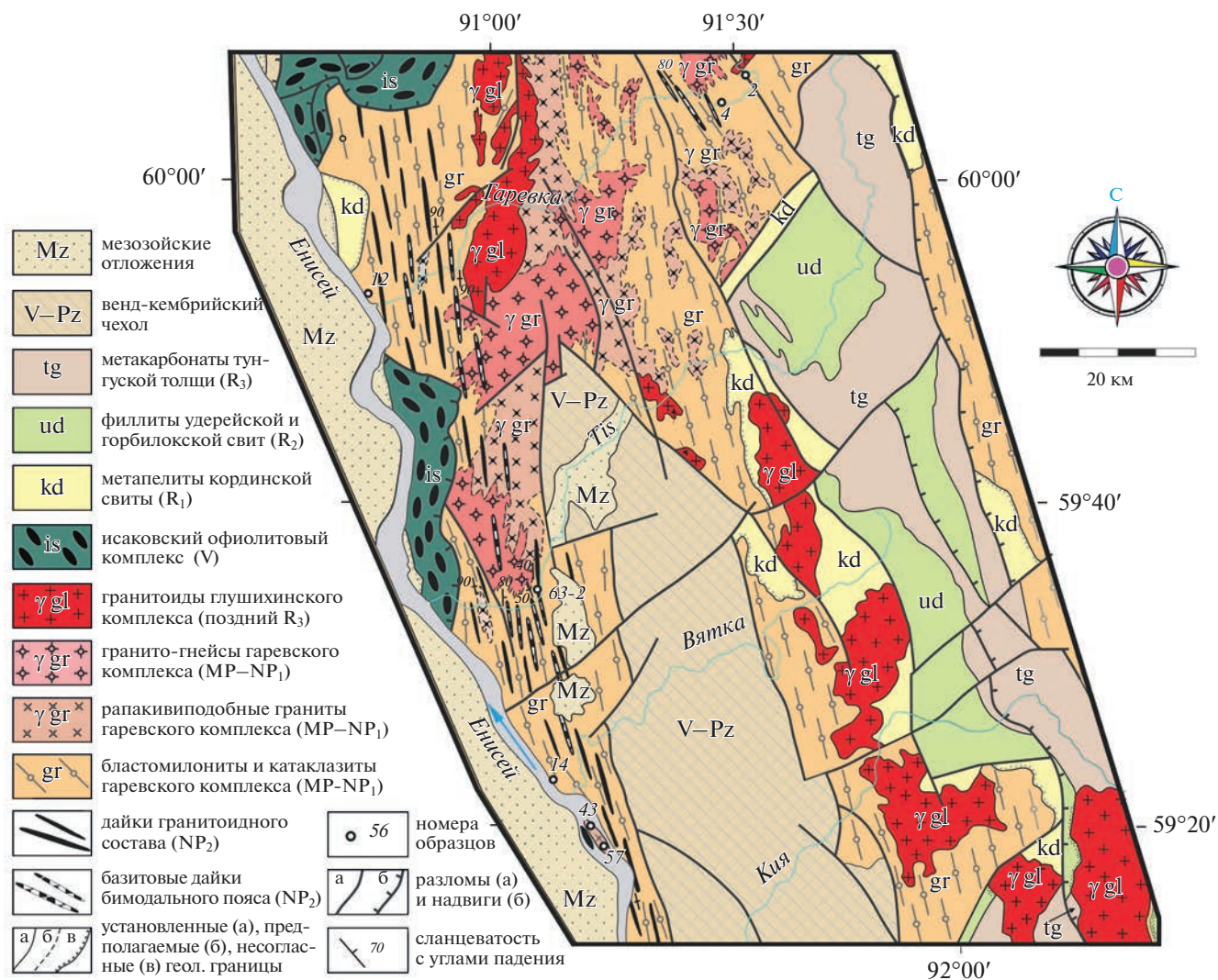


Рис. 2. Схема геологического строения правобережья р. Енисей в пределах гаревского метаморфического комплекса Енисейского кряжа, составленная с использованием (Качевский и др., 1998) с дополнениями авторов. Показано расположение отбора протитированных образцов.

генной природы с возрастом — 1360–1380 млн лет, обнаженные в бассейне р. Чапа и ее правого притока р. Колоромо. Эти оценки связывают с завершающим этапом мезопротерозойского рифтогенеза вдоль западной окраины Сибирского кратона (Попов и др., 2010; Likhanov, Santosh, 2019). Выше по разрезу эти породы сменяются порфиробластическими плагиогнейсами и гранат-двуслюдяными кристаллическими сланцами с широким развитием лейкогранитов, пегматитов, рапаквивидных гранитов, продуктов ультраметаморфизма (мигматитов) и подчиненным количеством амфиболитов и метатерригенно-карбонатных пород (гранат-кианитовых гнейсов, кварцитов, кальцифиров, мраморов) малогаревской толщи. В приразломных зонах деформаций по биотитовым плагиогнейсам немтихинской толщи, порфиробластическим плагиогней-

сам и кристаллическим сланцам малогаревской толщи развиты комплексы blastomylonites.

В развитии ГМК ранее были выделены три основных этапа (Likhanov, 2019). Полицикличность проявлений метаморфизма разных типов, различающихся термодинамическими режимами и величинами метаморфических градиентов, подтверждается *in situ* U-Pb (SHRIMP-II) и ⁴⁰Ar-³⁹Ar датировками. На первом этапе сформировались высокоградиентные зональные комплексы низких давлений *And-Sil*¹ типа с гренвилевским возрастом ~1050–950 млн лет при обычном для орогенеза метаморфическом градиенте $dT/dH = 25–35^{\circ}\text{C}/\text{км}$ (Лиханов и др., 2009; Лиханов, Ревердатто, 2014a).

¹ Здесь и далее символы минералов приводятся по (Whitney, Evans, 2010).

На втором этапе эти породы подверглись неопротерозойскому (798–802 млн лет) (Лиханов, 2020а) коллизионному метаморфизму умеренных давлений *Ky-Sil* типа с локальным повышением давления вблизи надвигов, в результате чего происходило прогрессивное замещение $And \rightarrow Ky \pm Sil$ и образование новых минеральных ассоциаций и деформационных структур. Формирование метаморфических комплексов *Ky-Sil* типа происходило в результате движений мелких блоков восточного направления в зоне оперяющих разломов более высокого порядка (гаревский, енисейский и тисский участки) в результате коллизионно-аккреционных событий вальгальской складчатости. Заключительный этап сопровождался синэксгумационным динамометаморфизмом (785–776 млн лет) с $dT/dH \leq 15^\circ\text{C}/\text{км}$ (Лиханов и др., 2021). Декомпрессионное остывание пород гаревского комплекса с низким метаморфическим градиентом с движением “против часовой стрелки” связывается с быстрой тектонической эксгумацией при растяжении и утонении коры, обеспечивающей резкий сброс давления не успевающей остыть среды (Лиханов, 2020б). Это доказывается тем, что заключительные стадии развития коллизионного орогена в регионе маркируются дайковыми роями бимодального пояса, представленного ассоциирующими анорогенными гранитоидами и внутриплитными базитами рифтогенной природы с возрастами внедрения 797–792 млн лет, и связанными с неопротерозойскими процессами растяжения коры вдоль западной окраины Сибирского кратона и началом распада суперконтинента Родиния (Лиханов, Ревердатто, 2015; Лиханов и др., 2013б).

В пределах западной части ГМК были изучены участки в верхнем течении р. Гаревки, нижнем течении р. Тис и в береговых обнажениях р. Енисей ниже устья р. Гаревки и р. Вятки, а также острова “Островок” (рис. 2). В районе исследования наибольшим распространением пользуются *порфиробластические плагиогнейсы малогаревской толщи* — интенсивно бластомилонитизированные породы с отчетливо выраженной крупнозернистой порфиробластовой структурой и линзовидно-пятнистой текстурой за счет ориентированных в плоскости расланцевания кристаллов ортоклаза (рис. 3а, 3б). В них четко фиксируются следы пластических деформаций; матрикс представлен раздробленным и перекристаллизованным *Pl-Qz-Bt-Ms* агрегатом с незначительными содержаниями *Grt*, *Ilm* и акцессорных минералов: апатита, турмалина, циркона и ортита. В толще этих плагиогнейсов встречаются участки с сохранившимися реликтовыми текстурами мигматов, имевших постепенные переходы с вмещающими породами и нечеткие (расплывчатые) контакты с образованием зон гибридных пород (рис. 3в). *Мигматиты* характеризуются обилием жильного лейкократового мате-

риала, а также рассеянными глобулами (типа небулитов) среди более меланократового субстрата. *Гранат-двуслюдяные кристаллические сланцы малогаревской толщи* с зональными зернами граната, деформированными в плоскости кристаллизационной сланцеватости, проявлены локально. Для них характерна субвертикальная и вертикальная сланцеватость и метаморфическая полосчатость, обусловленные *Bt-Ms* скоплениями. *Биотит-амфиболовые гранитоиды* гаревского комплекса образуют складчатые тела неправильной формы среди порфиробластических плагиогнейсов малогаревской толщи. В районе исследования они представлены крупнозернистыми гнейсовидными гранитоидами преимущественно *Qz-Pl-Bt-Ms* состава с порфиробластами незонального граната.

В составе немтихинской толщи преобладают *биотитовые плагиогнейсы* (около 80 об. %); гораздо менее развиты двуслюдяные гранатовые гнейсы и кристаллические сланцы с гранатом в подчиненном количестве. Детально исследованы биотитовые плагиогнейсы ниже устья р. Гаревки (обр. 12) и в 300–400 м ниже устья р. Вятки (обр. 14) в правобережье р. Енисей. Первые представлены массивными биотитовыми плагиогнейсами (рис. 4а), вторые более расланцеванными разностями (рис. 4б), отобранными из зоны фронтальных бластомилонитов Приенисейской региональной сдвиговой зоны (ПРСЗ).

Биотитовые плагиогнейсы в западной части ГМК, метаморфизованные в условиях *And-Sil* типа, слагают пластовые тела (мощностью от 20 см до 3–5 м) с субгоризонтальным и слабонаклонным залеганием с ярко проявленной поздней синколлизионной микроклинизацией, сопровождаемой зонами мелко- и крупноочковых гнейсов по плагиогнейсам, и кварц-микроклиновыми пегматитами (рис. 4а, 4б). В пределах пластов они представляют собой однородные по минеральному составу серые и темно-серые мелко-среднезернистые массивные породы лепидогранобластовой структуры, существенно *Bt-Pl-Qz* состава с примесью минералов группы эпидота. Они приурочены к линейным зонам смятия вдоль ПРСЗ, располагаясь в тектоническом шве на сочленении палеоокеанического и палеоконтинентального блоков Енисейского кряжа.

Ортоклазовые мигматизированные порфиробластические лейкогранитоиды образуют неоднородные по составу и структурно-текстурным особенностям тела субмеридианального простирания видимой мощностью не менее 150–200 м в мелкозернистых амфиболитах и кварцитах малогаревской толщи (рис. 5). Характерно неравномерное распределение порфиробластов голубовато-серого ортоклаза (размер от 1 до 2 см) — от единичных индивидов (рис. 5б) до 1% в полосчатых разностях (рис. 5в, 5г). Эти породы интенсивно бластоми-

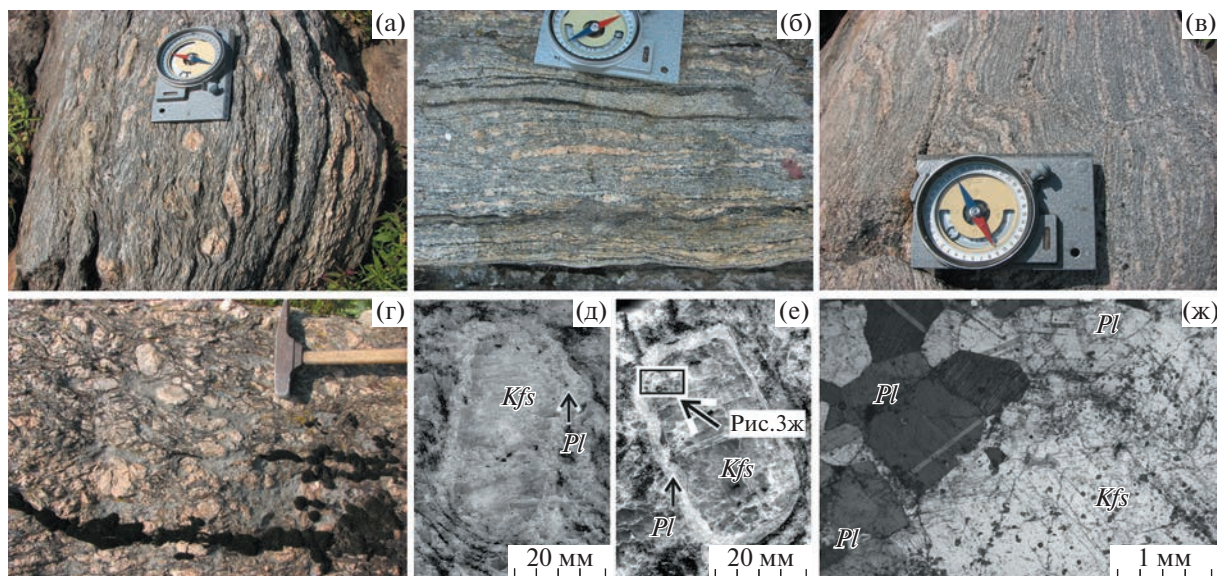


Рис. 3. Типичные породы малогаревской толщи гаревского комплекса: (а) порфиробластические гранито-гнейсы малогаревской толщи; (б) деформированные бластомилонитовые гранито-гнейсы; (в) мигматиты анатектической дифференциации; (г) метаморфизованные рапакивиподобные граниты с (д–е) порфировыми овоидными сегрегациями ортоклаза, окруженными тонкой каймой из зерен плагиоклаза (маргинационная структура).

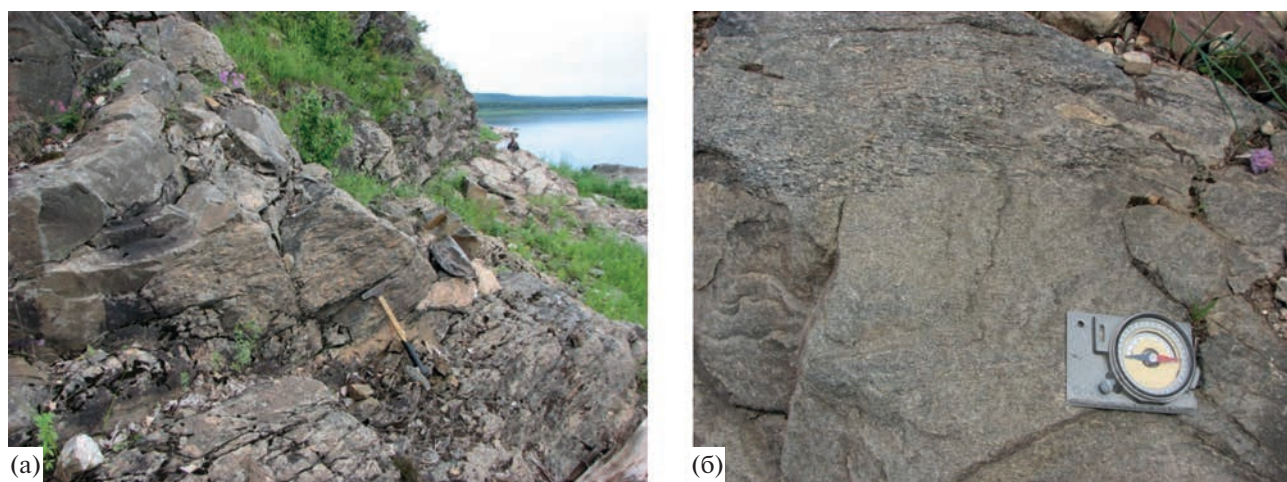


Рис. 4. Обнажения пластов массивных биотитовых плагиогнейсов немтихинской толщи: линзообразная форма с межпластовым развитием поздних микроклиновых пегматитов и крупно-очковых микроклиновых гнейсов (а) и среднезернистых микроклиновых гнейсов со следами пластических деформаций (б). Правый берег р. Енисей в 1.2–1.5 км ниже устья р. Гаревки. Фото П.С. Козлова.

лонитизированы с образованием зон ортобластомилонитов северо-западного простирания мощностью от 20–30 см до 3–4 м. Участками в гранито-гнейсах хорошо проявлено рассланцевание, связанное с процессами поздней бластомилонитизации, сопровождаемой микрогрануляцией кварца, ориентированным биотитом в парагенезисе с плагиоклазом, мирмекитом на контактах его с ортоклазом и решетчатым микроклином.

Среди мигматизированных гнейсов с порфиробластами микроклинизированного ортоклаза обнаружены мелкие будинированные массивы и

маломощные тела метаморфизованных *биотитовых гранитов рапакиви* (Лиханов и др., 20126). В них сохраняются первичный минеральный состав, мегакристаллы карлсбадских двойников ортоклаза, маргинационная структура, крупноовоидная и слабо проявленная плоскопараллельная текстуры исходных магматических пород (рис. 3г). Наличие в гранитоидах кайм олигоклаза шириной 2–3 мм, обрамляющих овоидные мегакристы ортоклаза (от 5 до 10 см) (рис. 3д–3ж), и ассоциация с *микроклин-цоизитовыми ортоамфиболитами*, метаморфизованными аналогами мафических пород



Рис. 5. Мигматизированные порфиробластические гранито-гнейсы нижнего течения р. Тис: мигматиты (а), одиночные порфиробласты ортоклаза в массивных участках гранитов (б), субгоризонтально залегающие мигматизированные гранито-гнейсы с синдеформационной полосчатостью ортоклаза и линзами микроклинизированных пегматитов (в) и порфиробласты ортоклаза, развивающиеся по полосчатости (г). Фото П.С. Козлова.

(габбро и монцодиоритов), типичны для гранитов рапакиви (Лиханов, Ревердатто, 2014б; Dempster et al., 1994; Ramo, Naapala, 1995). Простирающие будин этих пород согласуются с северо-западным направлением субвертикальных разломов, проникающего кливажа-сланцеватости и тонкой крутопадающей полосчатости бластомилонитов, согласных с общим простираем ПРСЗ. Характерными признаками бластомилонитов, формирование которых связывается с тектоническими сбросо/взбросовыми и сдвиго/раздвиговыми деформациями в локальных сдвиговых зонах (Лиханов и др., 2021), являются линейная деформационная гнейсовидность, наличие упорядоченных структур катакlastического и пластического течения, асимметрия слюдяных порфирокласт и внутрислойных складок, растяжение складок течения с

кулисообразной морфологией, полосы излома в слюдах, “тени давления” перекристаллизованного кварца, S-образные и сильно деформированные зерна граната со структурами “снежного кома”, разрывы минеральных зерен со смещением и формированием “лоскутных” полосок, параллельное распределение мелкозернистых линзообразных минеральных агрегатов, а также рассланцевание, катаклаз и будинаж мигматитов (Козлов и др., 2020).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И АНАЛИТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕДУРЫ

Содержания главных элементов в породах получены рентгенофлуоресцентным методом в ИГМ СО РАН на рентгеноспектральном анализа-

торе VRA-20R фирмы “Carl Zeiss Jena”). П.п.п. определены обычным методом при температуре 1000°C. Аналитические ошибки для компонентов не превышают 5 отн. %.

Концентрации редких и редкоземельных элементов установлены методом ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения ELEMENT (Finigan Mat) с ультразвуковым распылителем U-5000AT+. Работы выполнены в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (Новосибирск, аналитик Л.Д. Холодова). Измельченные пробы пород весом около 100 мг разлагали сплавлением с метаборатом лития при температуре 1000°C с последующим растворением в 5% азотной кислоте с коэффициентом разбавления исходной пробы, равным 6250. В качестве внутреннего стандарта использовался индий (^{115}In), который добавлялся в разбавленный раствор. Внешний стандарт и “холостой” раствор измерялись последовательно через каждые пять аналитических процедур с целью учета флуктуационных изменений характеристик прибора и контроля очистки системы ввода раствора в прибор. В качестве внешнего стандарта использовались стандарты VCR-1 и JB-3 (Геологическая служба США и Японии). Пределы обнаружения редкоземельных и высокозарядных элементов составляют от 0.005 до 0.1 мкг/г. Точность анализа в среднем – 2–7 отн. %. Результаты представлены в табл. 1.

Химический состав минеральных фаз пород изучен с использованием рентгеноспектрального микроанализатора Jeol JXA-8100 в ИГМ СО РАН и приведен в работе (Козлов и др., 2012). Присутствие графита в метапелитах и практически чистого ильменита в каждой породе означает, что окислительный потенциал был достаточно низок и содержание Fe^{3+} в железосодержащих силикатах было незначительно (Likhanov, 1988). В соответствии с этим уточнением вычислялась минеральная стехиометрия. Подробная информация по химическим составам минералов основных разновидностей пород ГМК, для которых были построены *P-T* тренды эволюции метаморфизма, представлена в работе (Лиханов, Ревердатто, 2014а).

Температуры начальных стадий кристаллизации гранитоидных расплавов в ГМК были определены на основе равновесия (Watson, Harrison, 1983), учитывающего зависимость степени насыщения расплава цирконием от температуры и состава этого расплава.

Выделение цирконов для U-Pb изотопных исследований проведено по стандартной методике, основанной на сочетании магнитной сепарации, разделения в тяжелых жидкостях и ручном отборе зерен под бинокулярным микроскопом. Изучение морфологии и внутреннего строения кристаллов цирконов осуществлялось в проходящем

и отраженном свете, а также по катодолюминесцентным изображениям.

U-Pb изотопное датирование цирконов осуществлено на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург, аналитик А.Н. Ларионов) по стандартной методике с использованием эталонных цирконов “91500” и “Temora” (Williams, 1998; Lagonov et al., 2004). Для выбора участков (точек) датирования использовались оптические и катодолюминесцентные изображения (КЛ), отражающие внутреннюю структуру и зональность цирконов. Интенсивность первичного пучка молекулярного кислорода составляла 4 нА, диаметр пятна (кратера) – 25 мкм. Обработка полученных данных выполнена с использованием программы SQUID (Ludwig, 2000). Изотопные U-Pb отношения нормализовались на значение 0.0668, соответствующее стандарту циркона TEMORA с возрастом 416.75 млн лет. Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приводятся на уровне 1σ , погрешности вычисленных значений конкордантных возрастов и пересечений с конкордией приводятся на уровне 2σ . Построение графиков с конкордией проводилось с использованием программы ISOPLOT (Ludwig, 1999).

Изучение Lu-Hf изотопного состава цирконов выполнено на многоколлекторном масс-спектрометре Neptune Plus с приставкой для лазерной абляции NWR 213 в ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН (Екатеринбург, аналитик В.С. Червяковский). Выполнена оптимизация процедуры обработки с использованием стандартов циркона Mud Tank, GJ-1 (Jackson et al., 2004). Неопределенность единичного измерения отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ в виде $2SD$ – в интервале 0.005–0.008%, единичного определения значения ϵ_{Hf} в виде $2SD$ варьировала для перечисленных стандартов в интервале 5–9%. Параметры процесса лазерной абляции: плотность энергии лазерного излучения – 14 Дж/см², частота повторения импульсов – 20 Гц, диаметр кратера – 25 мкм. Результаты U-Pb и Lu-Hf изотопных данных цирконов для основных разновидностей гранитоидов ГМК показаны в табл. 2 и 3.

Геохронологические $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ исследования проводились методом ступенчатого прогрева проб. Выделенные минеральные фракции крупностью не менее 0.15 мм совместно с навесками стандартных образцов биотита MCA-11 и LP-6 в качестве мониторов были упакованы в алюминиевую фольгу и после предварительной откачки воздуха запаивались в кварцевые ампулах. Облучение производилось в кадмированном канале исследовательского реактора ВВР-К типа Научно-исследовательского института ядерной физики при Томском политехническом университете. При облучении в охлаждаемом водой канале реактора температура ампул с образцами не подни-

Таблица 1. Содержания главных (мас. %), редких элементов (г/т) и их индикаторные элементные отношения в протатированных породах ГМК

Компоненты	4*	12	14	57	63-2	2	43	10
SiO ₂	68.65	65.82	70.74	72.34	81.97	70.24	70.29	48.01
TiO ₂	0.72	0.62	0.35	0.22	0.41	0.56	0.45	2.86
Al ₂ O ₃	13.40	14.04	16.88	14.28	6.75	14.85	14.16	16.70
Fe ₂ O ₃	5.55	6.99	2.15	2.26	3.36	4.30	5.01	10.54
MnO	0.07	0.13	0.03	0.05	0.04	0.09	0.07	0.21
MgO	1.13	1.09	0.54	0.41	0.63	1.20	0.48	6.89
CaO	2.17	1.76	1.40	1.47	3.41	0.47	1.49	10.63
Na ₂ O	1.92	2.87	2.06	3.23	1.75	2.09	2.48	1.76
K ₂ O	4.83	5.26	5.11	4.52	1.08	4.96	5.24	0.95
P ₂ O ₅	0.19	0.14	0.11	0.05	0.19	0.15	0.14	0.06
П.п.п.	1.31	0.74	0.40	1.18	0.35	1.15	0.13	2.03
Сумма	99.93	99.51	99.78	100.0	99.95	100.1	99.94	100.6
Rb	143	107	22	210	160	210	140	44
Sr	131	224	390	120	174	82	45	212
Y	24	6	12	21	12	45	69	19.7
Zr	169	173	172	164	145	168	249	63
Nb	13	9	11	18	14	17.3	46	7.6
Cs	2.67	1.33	0.36	6.2	1.71	4.2	12	1.55
Ba	752	737	544	572	787	540	725	129
La	33.32	81.34	66.49	27	30.07	42	89	7.1
Ce	103.51	129.00	124.94	57	58.57	107	168	13.7
Pr	8.54	14.19	15.46	6.9	8.20	11.5	20	2.3
Nd	28.53	45.25	47.33	26	27.75	42	73	9.6
Sm	5.58	5.70	7.71	5.6	5.80	8.9	14	2.4
Eu	0.95	1.27	0.94	0.92	0.59	1.32	1.4	1.02
Gd	7.02	5.27	7.71	4.5	7.10	9.3	14	2.9
Tb	0.96	0.61	1.00	0.76	0.96	1.38	2.2	0.53
Dy	5.83	2.52	4.62	3.8	5.20	8.0	13	3.2
Ho	1.25	0.50	0.79	0.77	0.96	1.57	2.5	0.69
Er	3.58	1.33	2.17	2.0	2.72	4.8	7.4	2.1
Tm	0.55	0.18	0.29	0.33	0.40	0.73	1.1	0.33
Yb	3.35	1.14	1.83	2.2	2.68	4.3	7.5	1.99
Lu	0.49	0.17	0.28	0.31	0.40	0.58	1.1	0.29
Hf	10.77	9.25	6.22	4.68	8.04	7.0	12.7	2.1
Ta	1.83	0.66	1.04	1.36	2.75	1.44	3.6	0.61
Th	33.86	31.82	15.23	16.0	35.04	24	35	2.7
U	3.79	2.03	4.72	2.7	6.00	4.2	4.8	0.57
V	43	45	37	32	21	38	18	409
Co	4	2	1	4.2	0	11.0	3.6	59
Ni	12	12	10	13	4	5	12	47
f	0.81	0.85	0.78	0.85	0.83	0.78	0.91	0.60
ASI	1.09	1.03	1.47	1.11	0.66	1.54	1.14	—
(La/Yb) _n	6.71	47.92	24.45	8.27	7.57	6.59	8.00	2.41
(Gd/Yb) _n	1.69	3.71	3.39	1.65	2.14	1.75	1.51	1.18
Eu/Eu*	0.46	0.69	0.37	0.54	0.28	0.44	0.30	1.18
LREE/HREE	7.83	23.62	14.06	8.35	6.42	6.94	7.49	2.92
Sr/Y	5.45	37.33	32.50	5.71	14.50	1.82	0.65	10.76
Yb _n	16.02	5.48	8.27	10.53	12.82	20.57	35.89	9.52
T, °C	780	758	777	763	752	791	822	—

Примечание. $f = (\text{FeO} + 0.9\text{Fe}_2\text{O}_3)/(\text{FeO} + 0.9\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$; ASI (мол. кол-ва) = $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$; LREE (La–Eu), HREE (Gd–Lu); $\text{Eu}/\text{Eu}^* = \text{Eu}_n/(\text{Sm}_n + \text{Gd}_n) \times 0.5$. T, °C – температура кристаллизации расплава.

* Номер образца.

Таблица 2. U-Pb изотопные данные цирконов из порфиробластических гранито-гнейсов (обр. 2), рапакивидообразных гранитов (обр. 43), мигматитов (обр. 57), порфиробластических плагиогранито-гнейсов (обр. 4), адакитоподобных гранитов (обр. 12, 14) и порфиробластических лейкогранито-гнейсов (обр. 63-2) ГМК

Точка анализа	U, ppm	Th, ppm	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	$^{206}\text{Pb}_c$, %	$^{206}\text{Pb}^*$, ppm	Изотопные отношения ¹				Rho	Возраст, млн лет		D	
						$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm\%$	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	$\pm\%$		$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	$\pm\%$		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$
Обр. 2														
1.1	547	39	0.07	0.08	68.9	0.068	1.7	1.372	2.5	0.1463	1.8	880 ± 15	869 ± 35	-1
2.1	1895	49	0.03	0.01	243	0.06889	0.78	1.419	1.9	0.1493	1.7	897 ± 14	896 ± 16	0
3.1	614	107	0.18	0.05	78	0.06793	1.4	1.383	2.2	0.1477	1.8	888 ± 15	866 ± 28	-2
4.1	426	118	0.29	0.16	52.3	0.0671	1.9	1.32	2.6	0.1428	1.8	860 ± 14	840 ± 40	-2
5.1	478	30	0.07	0.37	60.1	0.068	2	1.368	2.7	0.1459	1.8	878 ± 15	868 ± 41	-1
6.1	1104	37	0.03	0.20	140	0.06889	1.2	1.397	2.1	0.147	1.7	884 ± 14	895 ± 26	1
7.1	657	61	0.10	0.10	83	0.06969	1.3	1.41	2.2	0.1468	1.8	883 ± 15	919 ± 27	4
7.2	748	43	0.06	0.18	93.8	0.068	2.1	1.365	2.7	0.1457	1.8	877 ± 14	868 ± 44	-1
8.1	282	39	0.14	0.05	34.4	0.0689	1.7	1.352	2.5	0.1423	1.8	858 ± 15	896 ± 36	5
9.1	897	50	0.06	2.35	119	0.0701	3.4	1.45	3.9	0.15	1.8	901 ± 15	932 ± 70	3
9.2	672	43	0.07	0.05	84.2	0.06839	1.2	1.376	2.2	0.1459	1.8	878 ± 15	880 ± 26	0
Обр. 4														
1.1	401	126	0.32	0.08	49.7	0.068	1.47	1.4	1.9	0.14	1.1	870 ± 9	874 ± 30	0
2.2	529	369	0.72	0.02	65.5	0.067	1.17	1.3	1.6	0.14	1.1	868 ± 9	831 ± 24	-5
3.1	914	90	0.10	0.03	114	0.067	0.96	1.3	1.4	0.14	1.1	872 ± 9	840 ± 20	-4
4.1	285	173	0.63	0.07	35.5	0.067	1.90	1.3	2.3	0.14	1.2	873 ± 10	829 ± 20	-6
5.1	2317	115	0.05	0.01	284	0.067	0.59	1.3	1.1	0.14	1.0	860 ± 8	851 ± 12	-1
5.2	183	88	0.50	0.54	22.7	0.067	3.70	1.3	3.9	0.14	1.4	867 ± 11	834 ± 77	-4
6.1	1766	139	0.08	0.00	212	0.068	0.70	1.3	1.2	0.14	1.0	842 ± 8	870 ± 14	+3
7.1	858	101	0.12	0.05	103	0.068	1.05	1.3	1.5	0.14	1.0	846 ± 8	855 ± 22	+1
8.2	939	132	0.15	0.50	112	0.067	1.71	1.3	2.0	0.14	1.1	840 ± 8	832 ± 36	-1
9.1	1478	95	0.07	0.07	178	0.067	0.83	1.3	1.3	0.14	1.0	846 ± 8	833 ± 17	-2
Обр. 43														
1.1	835	163	0.20	0.00	104	0.06791	0.77	1.354	1.8	0.1446	1.6	871 ± 13	866 ± 16	-1
1.2	6380	1170	0.19	0.03	823	0.06804	0.34	1.408	1.6	0.1501	1.6	902 ± 13	870 ± 7	-4
2.1	483	492	1.05	0.33	59.5	0.0678	1.6	1.335	2.2	0.1429	1.6	861 ± 13	862 ± 32	0
2.2	3698	185	0.05	0.01	460	0.06818	0.51	1.361	1.7	0.1448	1.6	872 ± 13	874 ± 10	0
3.1	598	473	0.82	0.10	74.7	0.06848	1.1	1.373	2	0.1454	1.7	875 ± 14	883 ± 22	1

Таблица 2. Продолжение

Точка анализа	U, ppm	Th, ppm	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	$^{206}\text{Pb}_c$, %	$^{206}\text{Pb}^*$, ppm	Изотопные отношения ¹						Rho	Возраст, млн лет		D
						$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm\%$	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	$\pm\%$	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	$\pm\%$		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	
3.2	578	253	0.45	0.10	73.6	0.06862	1.2	1.403	2	0.1482	1.7	0.818	891 ± 14	887 ± 24	0
4.1	1319	718	0.56	0.16	154	0.06824	0.92	1.275	1.8	0.1355	1.6	0.866	819 ± 12	876 ± 19	7
4.2	922	97	0.11	0.19	111	0.06766	1.1	1.308	1.9	0.1402	1.6	0.831	846 ± 13	858 ± 22	1
4.3	206	279	1.40	1.33	21.6	0.06777	4.6	1.124	4.9	0.1205	1.8	0.358	734 ± 12	858 ± 95	17
5.1	1217	234	0.20	0.56	142	0.06794	1.4	1.267	2.1	0.1353	1.6	0.746	818 ± 12	867 ± 29	6
4.4	184	80	0.45	0.00	23.2	0.06855	1.4	1.39	2.2	0.1471	1.7	0.762	885 ± 14	885 ± 29	0
Обр. 57															
1.1	171	58	0.35	1.25	21.5	0.0721	5.6	1.438	6.5	0.1447	3.2	0.497	871 ± 26	988 ± 110	13
1.2	6614	694	0.11	0.48	832	0.06762	0.94	1.358	3.2	0.1457	3	0.955	877 ± 25	857 ± 19	-2
2.1	915	331	0.37	3.59	114	0.0642	5.6	1.235	6.4	0.1395	3	0.475	842 ± 24	748 ± 120	-11
3.1	815	148	0.19	0.74	103	0.0658	2.1	1.322	3.7	0.1458	3	0.816	878 ± 25	799 ± 45	-9
3.2	2279	30	0.01	4.52	270	0.063	4.1	1.14	5.1	0.1314	3	0.599	796 ± 23	706 ± 86	-11
4.2	376	138	0.38	0.00	44.8	0.0686	1.6	1.313	3.4	0.1388	3.1	0.892	838 ± 25	888 ± 32	6
5.1	1297	168	0.13	0.99	149	0.0678	2.2	1.241	3.7	0.1328	3	0.812	804 ± 23	862 ± 45	7
6.1	317	161	0.53	0.84	39.5	0.0657	4.1	1.302	5.1	0.1438	3.1	0.598	866 ± 26	796 ± 86	-8
Обр. 12															
2.1	3359	49	0.02	0.25	378	0.06618	0.66	1.193	1.6	0.1307	1.5	0.9	792 ± 11	812 ± 14	3
3.1	2630	315	0.12	0.04	330	0.07004	0.58	1.411	1.6	0.1461	1.5	0.9	879 ± 12	930 ± 12	6
4.1	8326	1547	0.19	0.02	1330	0.07074	0.29	1.818	1.5	0.1864	1.5	1.0	1102 ± 15	950 ± 6	-14
5.1	1802	104	0.06	0.27	255	0.07057	0.87	1.598	1.7	0.1643	1.5	0.9	981 ± 14	945 ± 18	-4
6.1	2319	99	0.04	0.03	274	0.06831	0.77	1.297	1.7	0.1377	1.5	0.9	832 ± 12	878 ± 16	6
6.2	1555	26	0.02	0.03	167	0.06646	10	1.148	1.8	0.1253	1.5	0.8	761 ± 11	821 ± 21	8
7.1	4015	630	0.16	0.03	606	0.07116	0.5	1.722	1.6	0.1755	1.5	0.9	1042 ± 14	962 ± 10	-8
8.1	1583	18	0.01	0.10	200	0.07103	0.91	1.44	1.8	0.1471	1.5	0.9	885 ± 12	958 ± 19	8
9.1	1964	75	0.04	0.25	204	0.06531	1	1.086	1.8	0.1206	1.5	0.8	734 ± 10	784 ± 21	7
10.1	4572	311	0.07	0.53	677	0.06962	0.6	1.647	1.6	0.1716	1.5	0.9	1021 ± 14	917 ± 12	-10
11.1	2898	76	0.03	0.16	315	0.06561	0.86	1.144	1.7	0.1265	1.5	0.9	768 ± 11	794 ± 18	3
12.1	1454	27	0.02	0.44	172	0.07049	1.2	1.331	1.9	0.1369	1.5	0.8	827 ± 12	943 ± 24	14
13.1	6069	1231	0.21	0.02	880	0.07217	0.43	1.679	1.5	0.1687	1.5	1.0	1005 ± 14	991 ± 9	-1
14.1	2330	178	0.08	0.05	302	0.07034	0.77	1.462	1.7	0.1507	1.5	0.9	905 ± 13	938 ± 16	4

Таблица 2. Окончание

Точка анализа	U, ppm	Th, ppm	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	$^{206}\text{Pb}_c$, %	$^{206}\text{Pb}^*$, ppm	Изотопные отношения ¹						Rho	Возраст, млн лет		D
						$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm\%$	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	$\pm\%$	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	$\pm\%$		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	
15.1	5503	1048	0.20	0.08	817	0.06968	0.45	1.659	1.6	0.1726	1.5	1.0	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	-11
Обр. 14															
1.1	1938	32	0.02	0.19	254	0.06964	0.74	1.464	2.5	0.1524	2.3	.954	915 ± 20	918 ± 15	0
2.1	1866	166	0.09	1.00	241	0.07027	1.4	1.441	2.7	0.1487	2.3	.855	894 ± 20	936 ± 29	5
3.1	5609	1146	0.21	0.35	758	0.07048	0.95	1.523	2.7	0.1567	2.5	.933	938 ± 22	942 ± 20	0
4.2	1754	31	0.02	0.09	221	0.06938	0.72	1.398	2.4	0.1462	2.3	.956	880 ± 19	910 ± 15	3
5.1	2113	112	0.05	0.03	279	0.06904	0.57	1.46	2.6	0.1534	2.5	.975	920 ± 21	900 ± 12	-2
7.2	1322	154	0.12	0.12	170	0.07067	0.76	1.459	2.5	0.1498	2.3	.951	900 ± 20	948 ± 16	-4
8.1	2831	240	0.09	0.44	369	0.07012	0.7	1.462	2.4	0.1512	2.3	.958	908 ± 20	932 ± 14	3
9.1	1757	55	0.03	0.06	253	0.07099	0.67	1.639	2.4	0.1674	2.3	.962	998 ± 22	957 ± 14	-4
11.1	2083	41	0.02	0.05	276	0.07169	0.6	1.522	2.4	0.154	2.3	.969	923 ± 20	977 ± 12	6
Обр. 63-2															
1.1	5158	949	0.19	0.06	776	0.07218	0.42	1.7423	0.52	0.17508	0.31	.595	1040 ± 3	991 ± 9	-5
2.1	1935	142	0.08	0.06	285	0.07135	0.75	1.687	0.85	0.17145	0.4	.473	1020 ± 4	967 ± 15	-5
3.1	3217	278	0.09	0.05	459	0.07145	0.77	1.635	0.84	0.16597	0.35	.416	990 ± 3	970 ± 16	-2
4.1	3048	182	0.06	0.09	397	0.06954	0.59	1.453	0.69	0.15155	0.35	.510	910 ± 3	915 ± 12	1
5.1	4427	540	0.13	0.05	638	0.0714	0.47	1.6517	0.57	0.16776	0.33	.571	1000 ± 3	969 ± 10	-3
6.1	5414	1013	0.19	0.15	830	0.07224	0.45	1.776	0.55	0.1783	0.32	.576	1058 ± 3	993 ± 9	-6
7.1	2840	294	0.11	0.08	412	0.07151	0.61	1.662	0.72	0.16854	0.37	.516	1004 ± 3	972 ± 13	-3
8.1	2061	715	0.36	3.82	272	0.0681	2.9	1.387	2.9	0.14785	0.46	.159	889 ± 4	870 ± 59	-2
9.1	3276	350	0.11	0.05	498	0.07113	0.54	1.734	0.64	0.17678	0.35	.538	1049 ± 3	961 ± 11	-8
10.1	5001	715	0.15	0.01	742	0.07177	0.44	1.7098	0.55	0.17278	0.32	.593	1027 ± 3	979 ± 9	-5
11.1	1727	19	0.01	0.06	232	0.06994	0.8	1.509	0.91	0.15648	0.43	.469	937 ± 4	927 ± 16	-1
12.1	4978	769	0.16	0.02	778	0.0716	0.41	1.7952	0.52	0.18186	0.32	.612	1077 ± 3	975 ± 8	-10
13.1	2155	231	0.11	0.10	308	0.07167	0.7	1.642	0.8	0.16613	0.39	.491	991 ± 4	977 ± 14	-1
14.1	2120	100	0.05	0.07	287	0.06987	0.72	1.515	0.83	0.15729	0.4	.486	942 ± 3	924 ± 15	-2
12.2	7389	1454	0.20	0.02	1140	0.0724	0.36	1.7979	0.47	0.1801	0.3	.646	1068 ± 3	997 ± 7	-7

Примечание. Ошибки приведены на уровне 1σ. Pb_c и Pb* — обыкновенный и радиогенный свинец соответственно. Ошибка калибровки стандарта 0.3–0.57%. D_i, % — дискордантность. Rho — коэффициент корреляции отношений $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ и $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$. ¹ Поправка на обыкновенный свинец проведена по измеренному ^{204}Pb .

Таблица 3. Lu–Hf изотопный состав циркона из порфиробластических плагиогранито-гнейсов (обр. 4), рапакивиподобных гранитов (обр. 12, 14) и порфиробластических лейкогранито-гнейсов (обр. 63–2) Гаревского комплекса

Точка анализа	Возраст, млн лет	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$	$^{178}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$	$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i$	$\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T})$	$\pm 2\sigma$	T(DM) ^c
Обр. 4													
1.1	870	0.063648	0.005804	0.001312	0.000032	0.282126	0.000032	1.467336	0.000080	0.282105	-4.4	1.1	2056
2.1	885	0.111039	0.000190	0.002393	0.000039	0.282016	0.000039	1.467228	0.000087	0.281976	-8.7	1.4	2390
2.2	868	0.079819	0.004475	0.001702	0.000038	0.282162	0.000038	1.467310	0.000084	0.282134	-3.7	1.3	2023
3.1	872	0.052459	0.001363	0.001074	0.000033	0.282080	0.000033	1.467349	0.000082	0.282062	-5.7	1.2	2141
4.1	873	0.055654	0.001041	0.001167	0.000041	0.282154	0.000041	1.467243	0.000096	0.282134	-3.0	1.4	1966
5.1	860	0.072561	0.000281	0.001438	0.000032	0.282105	0.000032	1.467217	0.000080	0.282082	-5.4	1.2	2123
5.2	867	0.088641	0.000400	0.001925	0.000043	0.282091	0.000043	1.467260	0.000090	0.282059	-5.7	1.5	2165
6.1	842	0.060792	0.001207	0.001103	0.000030	0.282097	0.000030	1.467234	0.000056	0.282079	-5.9	1.0	2129
7.1	846	0.081959	0.000436	0.001517	0.000041	0.282097	0.000041	1.467282	0.000075	0.282073	-6.0	1.4	2156
7.2	1466	0.020885	0.000733	0.000443	0.000033	0.281771	0.000033	1.467230	0.000095	0.281759	-3.4	1.1	2421
8.1	801	0.056737	0.000547	0.001161	0.000027	0.282066	0.000027	1.467373	0.000066	0.282048	-8.0	0.9	2235
8.2	840	0.100602	0.001850	0.002003	0.000026	0.282069	0.000026	1.467281	0.000068	0.282038	-7.4	0.9	2259
9.1	846	0.114821	0.000632	0.002291	0.000029	0.282051	0.000029	1.467365	0.000065	0.282014	-8.1	1.0	2323
Обр. 12													
5.1	981	0.070120	0.001782	0.001939	0.000079	0.282111	0.000079	1.467371	0.000201	0.282075	-3.0	2.8	2069
9.1	734	0.088927	0.002461	0.002149	0.000047	0.282061	0.000047	1.467236	0.000093	0.282031	-10.0	1.6	2357
11.1	768	0.088193	0.002471	0.002283	0.000038	0.282327	0.000038	1.467256	0.000118	0.282294	0.1	1.3	1719
13.1	1005	0.090386	0.001425	0.002157	0.000028	0.282186	0.000028	1.467213	0.000061	0.282145	-0.1	1.0	1908
14.1	905	0.116953	0.005039	0.002656	0.000057	0.282064	0.000057	1.467143	0.000121	0.282019	-7.0	1.9	2304
Обр. 14													
1.1	915	0.075892	0.002170	0.001887	0.000059	0.282226	0.000059	1.467148	0.000131	0.282194	-0.2	2.0	1838
4.1	794	0.054000	0.001084	0.001411	0.000039	0.282247	0.000039	1.467301	0.000142	0.282226	-1.8	1.4	1838
4.2	880	0.069739	0.002717	0.001736	0.000028	0.282091	0.000028	1.467234	0.000060	0.282062	-5.7	1.0	2163

Таблица 3. Окончание

Точка анализа	Возраст, млн лет	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$	$^{178}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$	$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i$	$\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T})$	$\pm 2\sigma$	T(DM) ^c
5.1	920	0.121001	0.007263	0.003384	0.000067	0.282163	0.000067	1.467275	0.000190	0.282105	-3.3	2.4	2085
6.1	838	0.073954	0.001859	0.001698	0.000054	0.282171	0.000054	1.467190	0.000144	0.282144	-4.0	1.8	2024
7.2	1011	0.104443	0.000558	0.002496	0.000037	0.282201	0.000037	1.467342	0.000076	0.282153	0.9	1.3	1853
8.1	908	0.111502	0.001375	0.002628	0.000028	0.282181	0.000028	1.467242	0.000056	0.282137	-2.4	1.0	2000
9.1	998	0.067254	0.001223	0.001822	0.000041	0.282168	0.000041	1.467259	0.000094	0.282134	-0.5	1.4	1916
11.1	923	0.068060	0.005419	0.001728	0.000068	0.282163	0.000068	1.467409	0.000123	0.282133	-2.2	2.3	1965
Обр. 63-2													
1.1	991	0.097990	0.001094	0.002154	0.000051	0.282180	0.000051	1.467428	0.000135	0.282140	-0.4	1.8	1916
2.1	967	0.106787	0.008365	0.002150	0.000043	0.282189	0.000043	1.467265	0.000071	0.282150	-0.6	1.5	1905
3.1	970	0.149836	0.004625	0.003114	0.000051	0.282219	0.000051	1.467328	0.000121	0.282163	-0.1	1.8	1902
4.1	915	0.094766	0.000834	0.002102	0.000036	0.282122	0.000036	1.467312	0.000071	0.282086	-3.8	1.3	2082
5.1	969	0.091316	0.000144	0.002120	0.000041	0.282056	0.000041	1.467216	0.000090	0.282018	-5.3	1.4	2218
6.1	993	0.153907	0.000771	0.002997	0.000032	0.282110	0.000032	1.467261	0.000070	0.282054	-3.5	1.1	2149
8.1	870	0.092272	0.000850	0.002381	0.000034	0.282152	0.000034	1.467313	0.000076	0.282113	-4.2	1.2	2081
10.1	979	0.119095	0.001497	0.002699	0.000028	0.282127	0.000028	1.467274	0.000062	0.282077	-2.9	1.0	2087
11.1	927	0.097647	0.001118	0.002153	0.000035	0.282154	0.000035	1.467415	0.000108	0.282116	-3.1	1.2	2045
13.1	977	0.173432	0.007052	0.003387	0.000032	0.282128	0.000032	1.467281	0.000080	0.282066	-3.4	1.1	2141
14.1	924	0.089458	0.001109	0.002198	0.000032	0.282175	0.000032	1.467380	0.000106	0.282137	-2.0	1.1	1972

Примечание. Первичное отношение изотопов гафния ($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$); рассчитано с использованием константы распада ^{176}Lu $\lambda = 1.867 \times 10^{-11}$; 2σ – два стандартных отклонения; $\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T})$ рассчитано с использованием значений $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0332$ и $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282772$; T(DM)^c – модельный – возраст источника, рассчитанный по двухстадийной модели с использованием $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$, основанной на выплавлении магмы из средней континентальной коры, образованной из деплетированной мантии.

малась выше 100°C. Градиент нейтронного потока не превышал 0.5% в размере образца. Эксперименты по ступенчатому прогреву проводились в кварцевом реакторе с печью внешнего нагрева. Холостой опыт по ^{40}Ar (10 мин при 1200°C) не превышал 5×10^{-10} нсм³. Двукратная очистка выделенного аргона производилась с помощью Ti- и ZrAl SAES-геттеров. Изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре Argus фирмы "GV-Instruments" в Центре коллективного пользования изотопных исследований СО РАН (Новосибирск, аналитик А.В. Травин) по стандартным методикам (Likhanov et al., 1994; Лиханов и др., 2006б). Аналитические ошибки измерений соответствуют интервалу $\pm 1\sigma$.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ

Петрогеохимическая характеристика и геохимическая типизация

Полученные петрохимические данные для наиболее распространенных пород кислого состава (порфиробластических гранито-гнейсов и плагиогранито-гнейсов) ГМК показывают следующие вариации составов (мас. %): SiO_2 62.2–74.2, Fe_2O_3 1.2–8.2, MgO 0.2–3.3, CaO 0.47–2.99 при умеренном содержании суммы щелочей ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 5.8\text{--}8.8$) и относительно высокой железистости ($\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) = 0.7\text{--}0.9$), где $\text{FeO}^* = 0.9\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ (Лиханов, Ревердатто, 2014б). Вариации содержаний других главных компонентов менее существенны. Ортоамфиболиты существенно обеднены SiO_2 (48.0–57.0 мас. %), концентрация суммы щелочей пониженная (2.7–5.2 мас. %), железистость низкая (0.4–0.6) и отличаются повышенными содержаниями MgO (6.9–8.3 мас. %) и CaO (10.1–10.6 мас. %). По содержанию редких и редкоземельных (РЗЭ) элементов породы немтихинской и малогаревской толщ ГМК близки к таковым в тейском гранито-гнейсовом куполе (Ножкин и др., 1999). По сравнению с ортоамфиболитами их редкоэлементный состав характеризуется повышенными концентрациями литофильных (Rb, Cs, Ba), высокозарядных (Th, U, Ta, Nb) и большинства РЗЭ и пониженными содержаниями транзитных (Ni, Co, V, Sc) элементов. Основные разновидности гранитоидов ГМК по своему петрохимическому составу соответствуют преимущественно гранитам. Лишь мезопротерозойские (1380–1360 млн лет) биотитовые плагиогнейсы немтихинской толщи Na-серии ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} \approx 2$), химические составы которых приведены в (Лиханов и др., 2012а), полностью располагаются в поле гранодиоритов (рис. 6а).

Граниты рапакиви А-типа, согласно классификации (Frost et al., 2001), относятся к железистым образованиям ($\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO}) = 0.91\text{--}0.95$), что

подтверждается высокой железистостью Fe-Mg силикатов. На диаграмме в координатах железистость–калиевоность (Великославинский, 1995) все точки составов пород локализованы в поле эталонных гранитов рапакиви. В целом по совокупности минеральных признаков, структурных и петрогеохимических данных данных изученные граниты рапакиви схожи с типичными гранитами рапакиви Фенноскандинавского щита – выборгитами (Ларин, 2009).

Среди других разновидностей анорогенных гранитоидов ранее были изучены гранитоиды бимодального пояса Чернореченского массива и Островка, по составу соответствующие гранитам с умеренно-повышенными содержаниями SiO_2 (68–76 мас. %) (Middlemost, 1985) и существенно варьирующими концентрациями Al_2O_3 (12–18 мас. %). Эти породы также более обогащены железом (до 0.95 мас. %) по сравнению с порфиробластическими гранито-гнейсами и плагиогранито-гнейсами, формирующимися в синколлизонных условиях (Лиханов и др., 2014б). В целом эти железистые лейкограниты представляют собой перглиноземистые ($\text{ASI} = 1.1\text{--}1.4$) субщелочные и высококалиевые породы ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ до 10.9 мас. % при $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 2\text{--}3$) щелочно-известковой, реже щелочной, серии, происхождение которых обычно связывается с неистощенным магматическим источником или фракционной кристаллизацией коровых расплавов. Практически все остальные гранитоиды являются более магнезиальными (0.66–0.87) (рис. 6б). В целом гранитоиды ГМК представляют собой перглиноземистые ($\text{ASI} = 0.98\text{--}1.52$) высококалиевые породы преимущественно щелочно-известковой и, в меньшей мере, известково-щелочной серии, в отличие от гранитоидов Na-серии, принадлежащих преимущественно известковым образованиям (рис. 6в).

По сравнению с другими гранитоидами ГМК анорогенные гранитоиды отличаются более выраженными европиевыми аномалиями ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.29\text{--}0.35$), повышенными содержаниями K_2O , FeO, Y, Th, U, Zr, Hf, Nb, Ta, REE и пониженными концентрации транзитных элементов (V, Ni), наряду с высокими значениями La/Sc, La/Th и низким Co/Th и слабофракционированным спектром распределения REE с $(\text{La}/\text{Yb})_n = 6.8\text{--}10$; $(\text{Gd}/\text{Yb})_n = 1.1\text{--}1.8$ (рис. 7). Более высокий уровень содержания большинства несовместимых элементов в гранитах Чернореченского массива, по-видимому, связан с более глубокой дифференциацией этих магм по сравнению с другими кислыми породами ГМК. Метабазиты ГМК обогащены элементами, имеющими геохимическое сходство с плагиоклазом (Sr и Eu), а также Ni, V, Co и Sc, и обеднены всеми другими совместимыми и несовместимыми элементами. Для их REE-спектров свойственна очень слабая отрицатель-

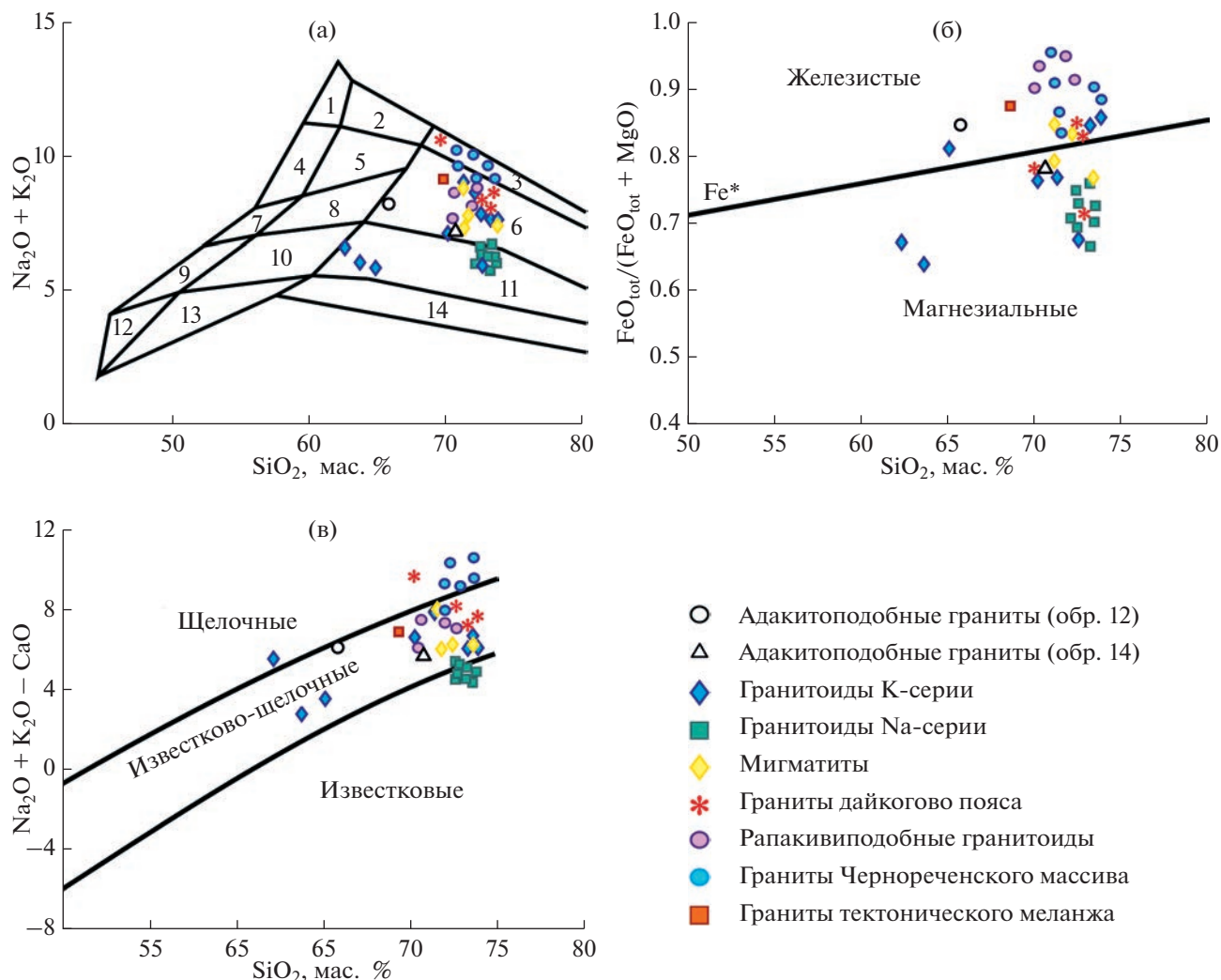


Рис. 6. Классификационные диаграммы $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{--SiO}_2$ (Middlemost, 1985) (а), $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})\text{--SiO}_2$ (Frost et al., 2001) (б) и $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO})\text{--SiO}_2$ (в) для гранитоидов ГМК. Поля на (а) диаграмме: 1 – щелочные сиениты, 2 – щелочные кварцевые сиениты, 3 – щелочные граниты, 4 – сиениты, 5 – кварцевые сиениты, 6 – граниты, 7 – монзониты, 8 – кварцевые монзониты, 9 – монцодиориты, 10 – кварцевые монцодиориты, 11 – гранодиориты, 12 – габбро, 13 – кварцевые диориты, 14 – тоналиты.

ная и положительная Eu-аномалия (Лиханов, Ревердатто, 2014б).

Биотитовые плагиогнейсы немтихинской толщи имеют специфические геохимические характеристики, отличные от других пород ГМК, в том числе плагиогнейсов центральной части этого комплекса (табл. 1). К числу таких признаков относятся очень низкие концентрации Y, Nb, Ta, всех HREE и повышенное содержание Sr. Эти породы имеют фракционированное распределение РЗЭ ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 24\text{--}48$) и повышенные значения $\text{Sr}/\text{Y} = 33\text{--}37$, $\text{LREE}/\text{HREE} = 14\text{--}24$, что отвечает характеристикам обогащенных калием адакитов С-типа, согласно (Xiao, Clemens, 2007). Такие породы были описаны в Китае, и, как подтверждают их экспериментальные данные, они могли форми-

роваться при высокотемпературном плавлении пород подобно тоналит-трондjemит-гранодиоритовой ассоциации. На дискриминационных диаграммах $\text{Y--Sr}/\text{Y}$ (Defand, Drummond, 1990) и $(\text{Yb})_n\text{--}(\text{La}/\text{Yb})_n$ (Martin, 1986) точки составов биотитовых плагиогнейсов располагаются в полях адакитов (рис. 8). На Енисейском крыже адакитоподобные породы ранее были установлены в составе тейского коллизионного гранитоидного комплекса с возрастом 880–860 млн лет (Верниковский и др., 2016) и в Зимовейнинском массиве Ангаро-Канского блока с возрастом 576–546 млн лет (Верниковская и др., 2017).

Среди других общих особенностей пород ГМК можно выделить совмещение высококалиевых коллизионных гранитоидов и гранитоидов А-ти-

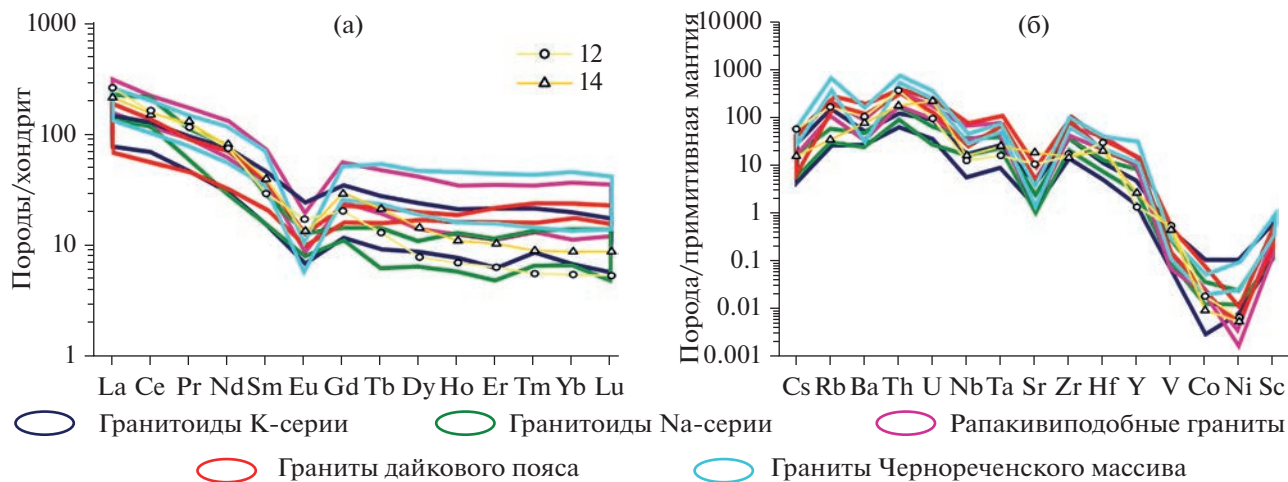


Рис. 7. (а) Спектры распределения редкоземельных элементов, нормировано к хондриту (Boynnton, 1984). (б) Спайдердиаграмма содержаний микроэлементов, нормированных к составу примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989) для адакитоподобных гранитов, в сравнении с другими разновидностями гранитоидов ГМК.

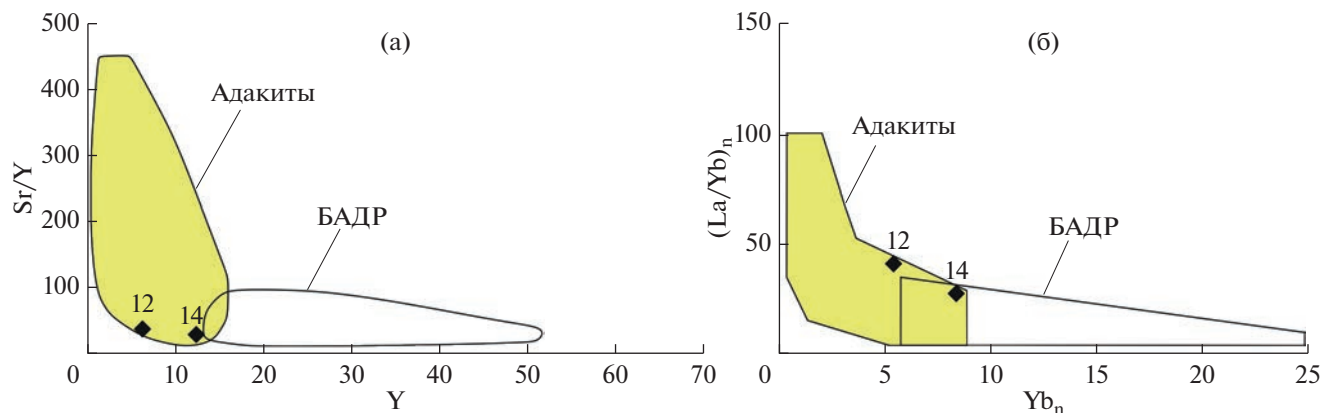


Рис. 8. Дискриминационные диаграммы $Y-Sr/Y$ (Defand, Drummond, 1990) (а) и $(Yb)_n-(La/Yb)_n$ (Martin, 1999) (б) для адакитов и БАДР (породы базальт-андезит-дацит-риолитовых ассоциаций вулканических дуг).

па на классификационной диаграмме Дж. Вейлина (Whalen et al., 1987). Причем, мигматиты располагаются только в поле гранитов S-типа в отличие от гранитов рапакиви, фигуративные точки которых располагаются в поле гранитов А-типа (рис. 9а). Основные разновидности пород по ряду геохимических признаков занимают промежуточное положение между внутриплитными и коллизионными гранитами, преимущественно концентрируясь в поле посторогенных гранитов (рис. 9б). На всех дискриминационных диаграммах $Rb-Hf-Ta$ (Harris et al., 1986), $Rb-(Y + Nb)$ и $Nb-Y$ (Pearce, 1996) фигуративные точки составов гранитов рапакиви и других гранитоидов А-типа попадают в поле внутриплитных гранитов, тогда как адакитоподобные породы расположены в области островодужных гранитов (рис. 9б, 9г, 9д). Все это может указывать на различные по

составу источники для пород ГМК и, возможно, на разные условия дифференциации. Об этом также свидетельствуют и различные значения индикаторного отношения Y/Nb , величина которого отражает состав источника. Общим свойством для всех разновидностей высококалиевых гранитов ГМК является их происхождение из магм, отделенных от континентальной или андерплейтовой коры, за исключением адакитоподобных пород, что проиллюстрировано на диаграмме $Nb-Y-Zr$ (Eby, 1992) (рис. 9в).

U-Pb и $^{40}Ar/^{39}Ar$ геохронология и Lu-Hf систематика

В рамках исследований были проведены изотопно-геохронологические исследования разных пород ГМК: порфиробластических гранито-гнейсов

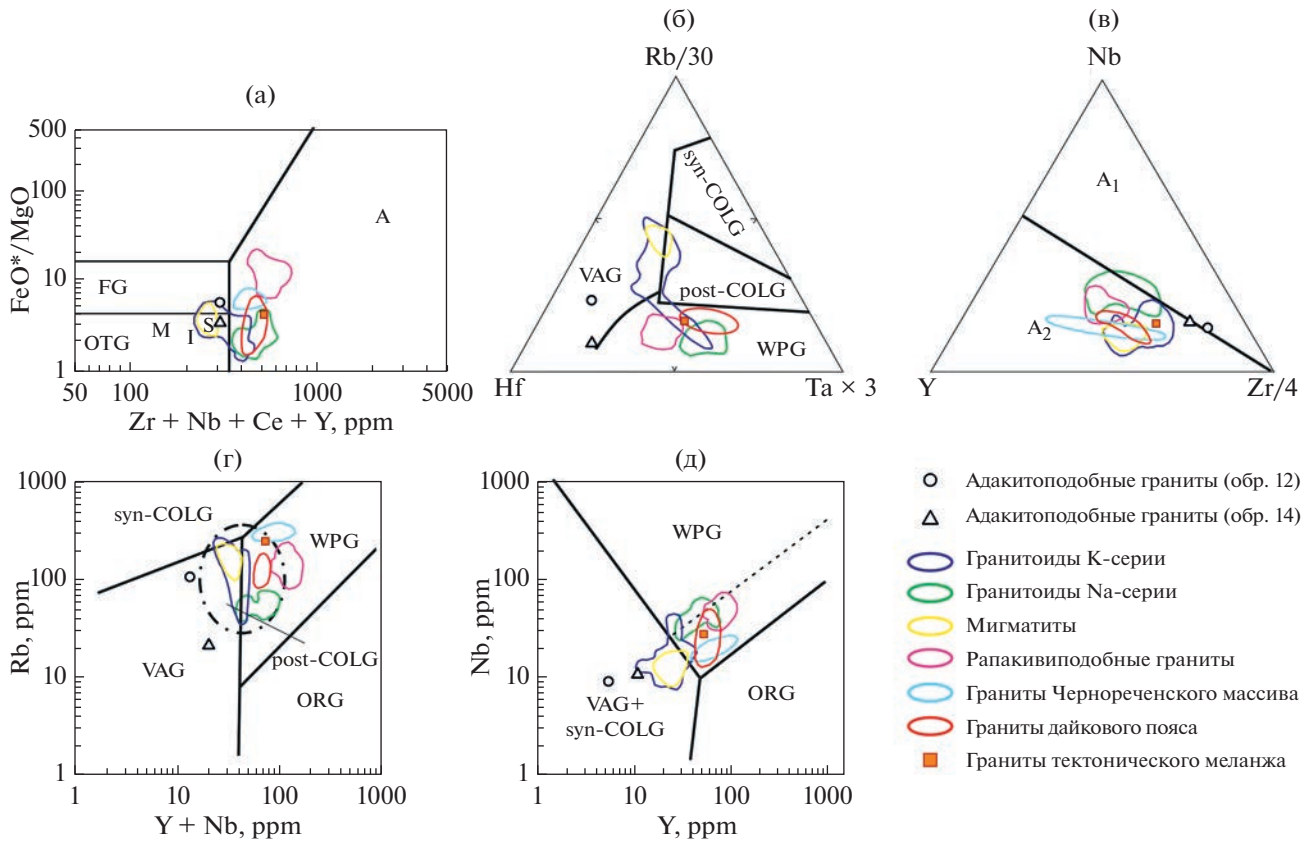


Рис. 9. Дискриминационные диаграммы для главных породных ассоциаций ГМК: (а) FeO^*/MgO –($Zr + Nb + Ce + Y$), (б) Rb – Hf – $Ta \times 3$; (в) Nb – Y – $Zr/4$; (г) Rb –($Y + Nb$); (д) Nb – Y , обзор которых приведен в тексте. Поля составов гранитоидов: (а) А – А-типа, FG – фракционированные, OGT – нефракционированные М-, I- и S-типов; (в) гранитоиды, источниками которых являлись породы по своему составу подобные базальтам океанических островов (A_1) или породы континентальной коры (A_2); (б, г, д) post-COLG – постколлизийные, syn-COLG – коллизийные, VAG – островодужные, WPG – внутриплитные и ORG – океанских хребтов.

(обр. 2), микроклин-цоизитовых ортоамфиболитов (обр. 10), бластомилонитизированных порфиробластических плагиогранито-гнейсов (обр. 4), рапаквивидовых гранитов (обр. 43), мигматитов (обр. 57), адакитоподобных гранитов (обр. 12 и 14) и порфиробластических ортоклазовых лейкогранито-гнейсов (обр. 63-2) (табл. 2).

В катодолуминисцентном (CL) изображении зерна циркона из порфиробластических гранито-гнейсов (обр. 2) характеризуются наличием светлых длиннопризматических ядер с тонкой секториальной зональностью и темных незональных внешних оболочек (рис. 10). Большинство центральных частей зерен имеют нормальные Th/U отношения в диапазоне 0.14–0.29, что с учетом тонкой зональности и наличием расплавных включений свидетельствует о магматической природе циркона. Внешние оболочки отличаются более низкими величинами Th/U отношений (0.03–0.07), что свойственно цирконам метаморфического происхождения (Ножкин и др., 2019). Фигуративные точки одиннадцати центральных и краевых частей зерен цирконов располагаются вдоль конкордии в диапазоне, соответствующем

интервалу 860–900 млн лет, со средним значением 881 ± 7.9 млн лет (рис. 11а).

Для спектра роговой обманки, выделенной из микроклин-цоизитовых ортоамфиболитов (обр. 10), получено четкое плато с возрастом 902 ± 12.8 млн лет, соответствующим этапу охлаждения пород до температуры $500^\circ C$ (Hodges, 2004) закрытия K-Ar изотопной системы в роговой обманке (рис. 11з).

Циркон из порфиробластических плагиогранито-гнейсов (обр. 4) представлен субидiomорфными полупрозрачными и трещиноватыми длиннопризматическими кристаллами светло-коричневого цвета с $K_{уд} = 1.5$ –4 (рис. 10). В CL-изображении цирконы представлены кристаллами с двухфазным строением: более темные оболочки (2.1, 3.1, 5.1, 6.1, 7.1, 8.1, 9.1) и более светлые ядра (2.2, 5.2, 7.2). Зональность представлена сочетанием тонкой и грубой магматической зональности. По результатам U-Pb датирования для 10 цирконов (8.2, 6.1, 7.1, 9.1, 5.1, 5.2, 2.2, 1.1, 3.1, 4.1) получен конкордантный возраст 856 ± 5.1 млн лет; Th/U = 0.05–0.72.

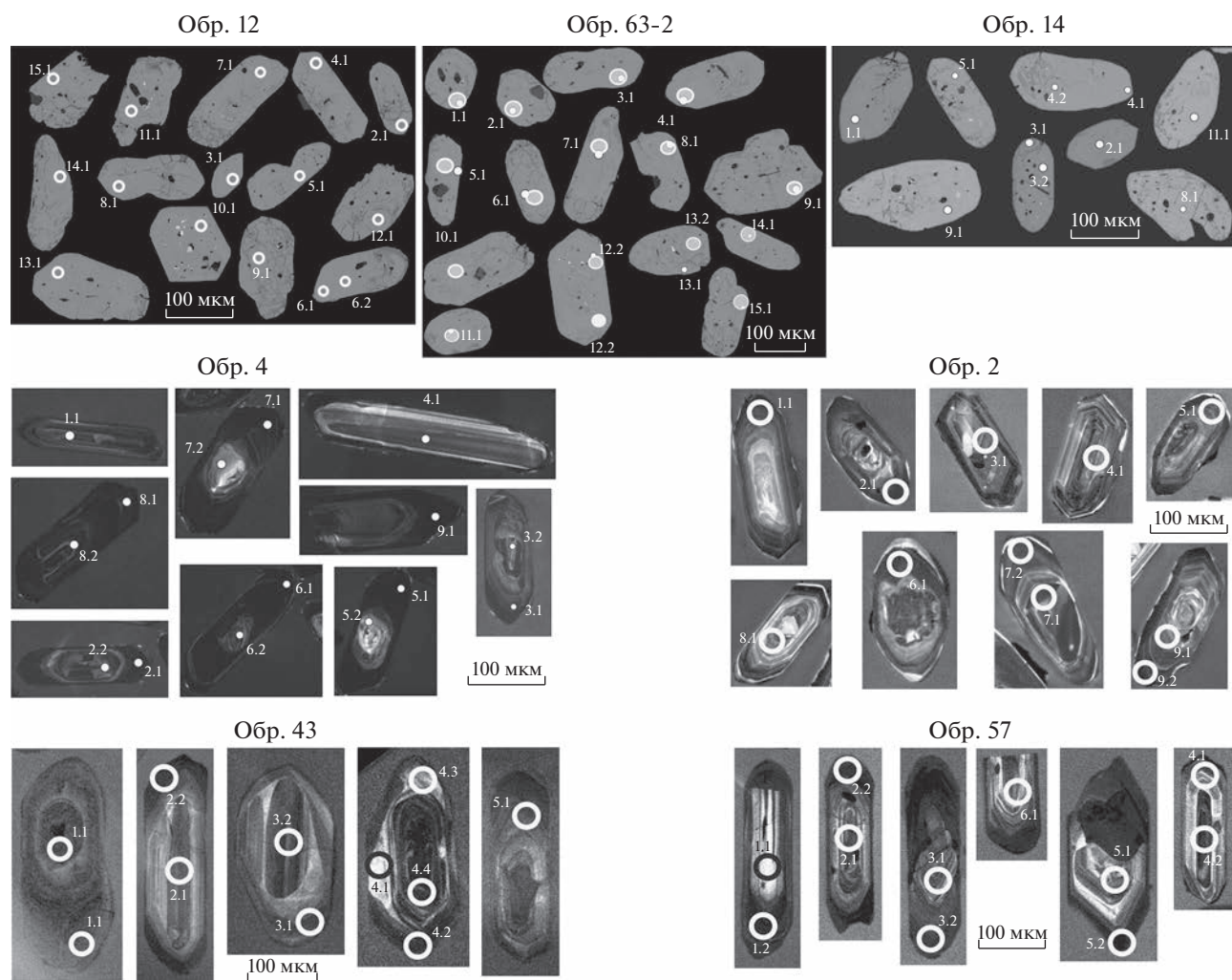


Рис. 10. Катодолуминесцентное изображение цирконов из гранитоидов с расположением точек определения возраста. Номера точек соответствуют таковым в табл. 2.

Цирконы в СЛ из рапакивиподобных гранитов (обр. 43) и мигматитов (обр. 57) характеризуются наличием длиннопризматических ядер с тонкой секториальной зональностью и темными незональными внешними оболочками (рис. 10). Большинство центральных частей зерен имеют нормальные Th/U отношения в диапазоне 0.20–0.82, что с учетом особенностей морфологии и внутреннего строения свидетельствуют о магматической природе циркона. Внешние оболочки отличаются более низкими величинами Th/U (0.01–0.15), что свойственно цирконам метаморфического происхождения. Дискордия, построенная по 11 точкам из ядер и краевых частей цирконов рапакивиподобных гранитов, имеет верхнее пересечение с конкордией 871 ± 9.7 млн лет (рис. 11в). Близкое, перекрывающееся в пределах ошибки значение получено для восьми зональных конкордантных ядер и оболочки – 873 ± 7.1 млн лет (рис. 11в, вставка). Близкий возраст детритовых ядер и внеш-

них кайм циркона, возможно, свидетельствует о перекристаллизации ядер с потерей радиогенного свинца в результате последующего метаморфизма. Это позволяет рассматривать полученные возрастные оценки в качестве обоснования времени позднерифейского динамометаморфизма с формированием бластомилонитов в сдвиговых зонах. Результаты U-Pb датирования гранитов рапакиви согласуются с U-Pb данными по зернам цирконов для бластомилонитизированных порфиробластических плагиогнейсов ГМК.

Фигуративные точки восьми центральных и краевых частей зерен цирконов из мигматитов (обр. 57) располагаются вдоль конкордии в диапазоне, соответствующем интервалу 796–878 млн лет, со средним значением 845 ± 15 млн лет (рис. 11г). Более поздний возраст метаморфизма мигматитов практически синхронен с коллизионным метаморфизмом умеренных давлений кианит-силлиманитового типа, обусловленным тектоническим утол-

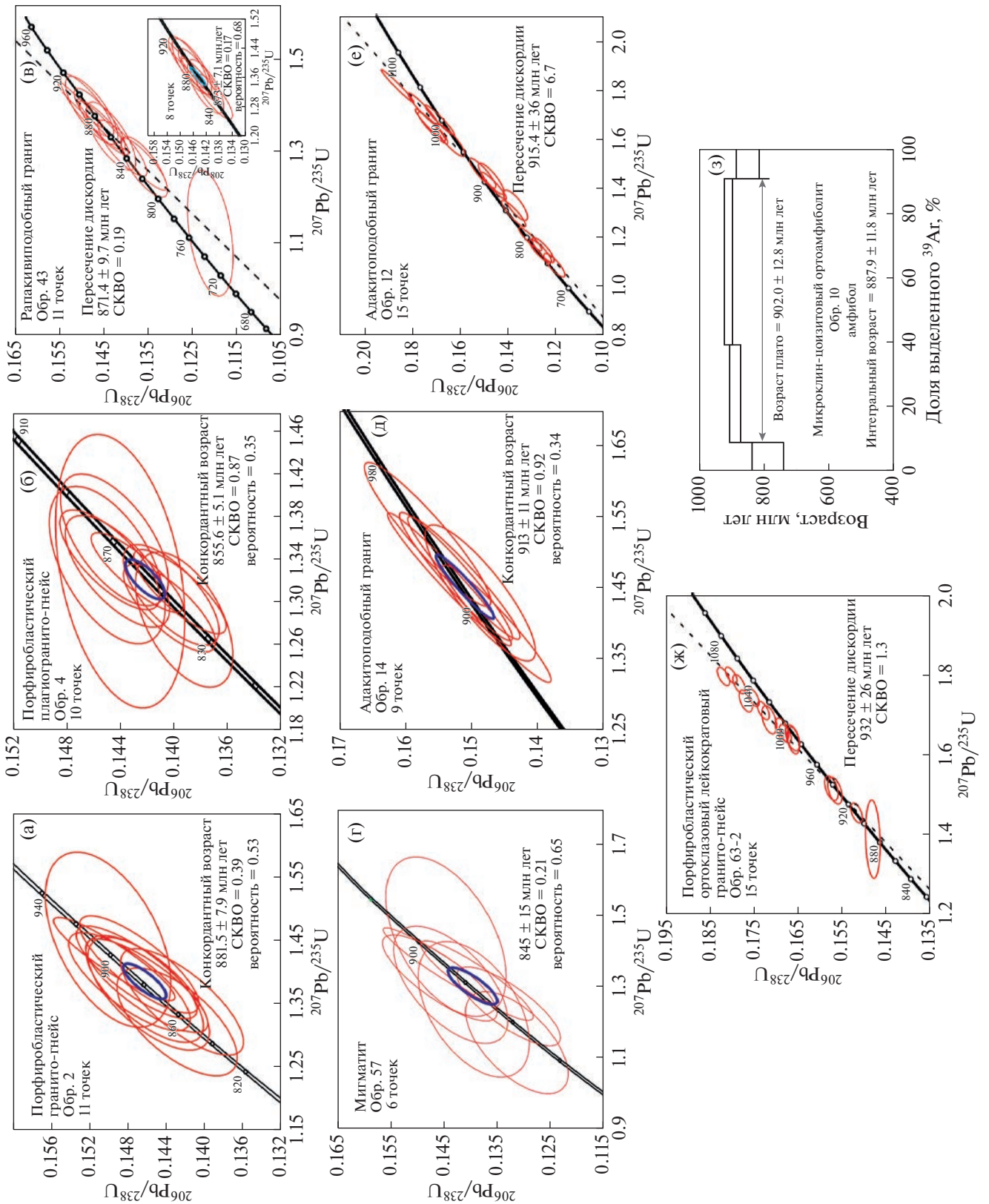


Рис. 11. U–Pb диаграммы с конкордией и дискордией для цирконов из гранитоидов (а–ж) и результаты $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ определения для роговой обманки из микроклин–цоизитовых ортоамфиболитов ГМК (з), где приведен интегральный возраст; стрелками показан возраст, рассчитанный по методу плато.

шением земной коры в результате серии надвигов блоков пород со стороны Сибирского кратона на Енисейский кряж, что подтверждается геофизическими данными и результатами исследований природы и возраста протолитов (Лиханов, Ревердатто, 2011, 2014б).

Цирконы из адакитоподобных гранитов (обр. 14 и 12) представлены субидiomорфными полупрозрачными и трещиноватыми удлиненными кристаллами призматического облика коричневого и рыже-коричневого цветов длиной от 100 до 500 мкм с $K_{уд} = 1-5$ (рис. 10). Цирконы в СЛ имеют очень слабое свечение со следами магматической зональности. По результатам U-Pb датирования для девяти цирконов (обр. 14) получен конкордантный возраст 913 ± 11 млн лет; Th/U = 0.02–0.20 (рис. 10д). Для 15 цирконов (обр. 12) построена дискордия с верхним пересечением 915 ± 36 млн лет; Th/U = 0.01–0.21 (рис. 11ж).

Цирконы из лейкогранито-гнейсов (обр. 63-2) представлены субидiomорфными до овальных полупрозрачными кристаллами коричневого цвета длиной до 150 мкм с $K_{уд} = 1-2$ (рис. 10). Цирконы в СЛ часто представлены изометрическими зернами светло-серого цвета. Зерна непрозрачные, неправильных очертаний. Часть цирконов зональна с четко выраженными ядрами и каймами. Для 15 цирконов (обр. 63-2) построена дискордия с верхним пересечением 932 ± 26 млн лет; Th/U = 0.01–0.36 (рис. 11ж).

Существенная дополнительная информация об эволюции корообразующих событий в пределах этого региона и источниках расплава для порфиобластических гранито-гнейсов (обр. 2), бластомилонитизированных порфиобластических плагиогранито-гнейсов (обр. 4) и адакитоподобных гранитов (обр. 12 и 14) получена при Lu-Hf изотопных исследованиях (табл. 3). Изотопный состав Hf был определен в цирконах из этих образцов и анализировался в тех же точках, где измерялся U-Pb изотопный возраст (рис. 10). В отличие от U-Pb изотопной системы, которая во всех зернах циркона имеет весьма близкий возраст, Lu-Hf изотопная система в тех же зернах демонстрирует более широкие вариации изотопного состава гафния при расчете на возраст $\epsilon_{Hf}(T)$ от +0.1 до –10. Модельные возрасты $T_{Hf}(DM)^c$, рассчитанные по двухстадийной модели, варьируют от 1719 до 2421 млн лет. Среди них преобладают модельные возрасты, предполагающие довольно длительную коровую предысторию их протолитов. Наиболее радиогенным составом Hf отличаются цирконы адакитоподобных гранитов – $\epsilon_{Hf}(T)$ от +0.9 до –0.5, что может указывать на происхождение пород из мантийного источника, обедненного несовместимыми редкими элементами. Им соответствуют палеопротерозойские модельные возрасты $T_{Hf}(DM)^c = 1838-1916$ млн лет.

Часть ядер цирконов отличается менее радиогенным составом Hf от –2.2 до –10, что может указывать на их формирование из коровых пород. В них установлены более древние модельные возрасты $T_{Hf}(DM)^c = 1965-2357$ млн лет. Подобная специфика характерна для гранито-гнейсов и порфиобластических плагиогранито-гнейсов, в которых преобладают палеопротерозойские модельные возрасты $T_{Hf}(DM)^c = 1965-2421$ млн лет, что также может свидетельствовать об их преимущественном образовании из более древних коровых пород.

P-T условия метаморфизма пород и кристаллизации расплавов

Для оценки *P-T* условий метаморфизма метагранитоидов ГМК были использованы известные минеральные геотермобарометры с адекватными моделями смещения минеральных твердых растворов, согласованная база термодинамических данных и набор компьютерных программ (Лиханов, Ревердатто, 2014а, 2014б). Для гранитов рапакиви *P-T* параметры метаморфизма варьируют: $P = 7.1-8.2$ кбар и $T = 650-670^\circ\text{C}$, для мигматитов – $P = 8.2-8.7$ кбар и $T = 580-600^\circ\text{C}$. Оценки *P-T* условий пород свидетельствуют, что для мигматитов и других весьма разнообразных по составу толщ ГМК ($P = 7.7-8.6$ кбар и $T = 580-630^\circ\text{C}$) при метаморфизме достигались почти однородные давления и температуры, относящиеся к верхам амфиболитовой фации регионального метаморфизма повышенных давлений (Лиханов и др., 2005), что указывает на тесные связи между ними. Об этом свидетельствует характер взаимоотношений между автохтонными мигматитами и вмещающими породами (плагиогнейсами и кристаллосланцами), проявляющийся в постепенных переходах к гибридным породам. Это позволяет считать их продуктами анатектической дифференциации (Шкодзинский, 1976). *P-T* параметры регионального метаморфизма амфиболитовой фации соответствовали условиям плавления, а количество жильного материала контролировалось в основном объемом флюидной фазы. Ошибки определения *P-T* параметров при совместном использовании геотермометров и геобарометров, вычисленные с учетом аналитических погрешностей микросондовых определений и энтальпии реакций использованных геотермобарометров, не превышают $\pm 30^\circ\text{C}$ по температуре и ± 0.5 кбар по давлению (Likhonov et al., 2004), что соответствует часто цитируемой в литературе точности геотермобарометров (Kohn, Spear, 1991).

Первое появление силлиманита в ассоциации с калиевым полевым шпатом в плагиогнейсах и кристаллических сланцах ГМК позволяет оценить парциальное давление воды во флюиде по экспериментально изученному равновесию $Ms +$

+ $Qz = Sil + Kfs + H_2O$ (Chatterjee, Johannes, 1974). Линия равновесия, рассчитанная при $P_{H_2O} = 0.5–0.7P_s$ (Кориковский, 1979), располагается вблизи вычисленных P - T параметров на изограде первого появления силлиманита (Sil -in). Эти оценки соответствуют данным для амфиболитовых пород Джугджуро-Становой складчатой области, характеризующихся развитием похожего набора минеральных парагенезисов (Александров, 2010), и отличаются от моделей флюидного режима, разработанных на примере гранулитовых комплексов Сибирского кратона (Перчук, 1973) с экстремальной зависимостью P_{H_2O} от P_s , по которой P_{H_2O} достигает максимума в средних по глубинности зонах и убывает в менее или более глубоких сечениях земной коры.

Важной особенностью анорогенных гранитоидов по сравнению с другими породами ГМК является кристаллизация из более высокотемпературных расплавов ($T = 800–820^\circ\text{C}$ vs $T = 750^\circ\text{C}$); это следует из расчетных данных по степени насыщения расплава цирконием. Их характерными чертами также являются высокая железистость силикатов – граната (0.99) и биотита (0.87), наличие ильменита как единственного Fe-Ti оксида и низкие содержания потерь при прокаливании, что указывает на образование из маловодных расплавов в восстановительных условиях ниже FMQ буфера (Likhanov et al., 2001). В качестве потенциального источника для таких наименее окисленных разновидностей пород предполагаются продукты плавления гнейсов инфракрустального комплекса Сибирского кратона.

Независимые оценки глубин и температур становления ряда массивов Северо-Енисейского кряжа, полученные проекцией нормативных составов гранитоидов на тройную диаграмму $Ab-Kfs-Qz$, находятся в диапазоне $P = 6–10$ кбар при $T = 600–680^\circ\text{C}$ (Даценко, 1984). Эти оценки согласуются с P - T параметрами метаморфизма пород ($P = 6.7–8.5$ кбар и $T = 510–640^\circ\text{C}$), вычисленными на основе составов породообразующих минералов при совместном использовании взаимосогласованных калибровок геотермобарометров, обзор которых приведен в (Ревердатто и др., 2017; Reverdatto et al., 2019). Более высокие содержания большинства несовместимых элементов в анорогенных гранитах, по-видимому, связаны с более глубокой дифференциацией этих магм по сравнению с гранитами других типов ГМК.

Выявленные соотношения важны для решения вопроса о происхождении перемещенных и неперемещенных гранитов. Аллохтонные граниты рапакиви связаны с глубинными коровыми источниками, имеют относительно высокую начальную температуру и ненасыщены водой, что обеспечивает возможность дальней миграции расплава. Более низкотемпературный расплав до-

стигает насыщения и затвердевает в виде мигматитов недалеко от места зарождения.

Модели формирования гранитоидов ГМК и возможные источники

В литературе рассматриваются следующие механизмы образования больших объемов кислого расплава в земной коре: 1) при анатексисе нижних частей континентальной коры вследствие ее утолщения (Vanderhaeghe, 2009); 2) за счет локального увеличения теплового потока из мантии над поднятиями астеносферы, нередко с формированием в отдельных зонах мантийно-коровых магм (Dobretsov, Vernikovskiy, 2001); 3) в результате андерплейтинга глубинных интрузий базитов под основание или в среднюю часть коры (Warren, Ellis, 1996); 4) из-за внутрикорового разогрева, обусловленного аномальным распределением радиоактивных элементов (Huerta et al., 1999); 5) вследствие температурных аномалий в зонах разломов, вызванных притоком флюидной фазы и декомпрессионным эффектом (England et al., 1992). По результатам численного моделирования теплового режима коллизионного процесса в Енисейском кряже было показано, что на формирование кислого расплава наибольшее влияние оказали следующие факторы: 1) утолщение “нормальной” континентальной коры мощностью от 35 до 50 км, что привело к погружению слоя средней коры, прогреву до температур выше водонасыщенного солидуса пелитов ($650–700^\circ\text{C}$) и выплавлению гранитных магм; на участках обширного процесса плавления происходило смешение кислых расплавов с мантийными и 2) повышенный тепловой поток мог сфокусироваться в локальных магмопроницаемых зонах коры, где в ее корневых частях при повышенной активности флюидов зарождались расплавы из континентального корового магматического источника (Верниковский и др., 2011). Вместе с тем в последнее время накапливается все больше данных в пользу тектонических сдвигово-раздвиговых деформаций в областях массового подплавления коры, как фактор ее роста и преобразования (Хаин, 2010). По этой модели ведущим механизмом формирования и становления гранитоидов могло являться декомпрессионное плавление в пределах сдвиговых зон, приуроченных к локальным областям литосферного растяжения.

Ранее было показано, что основная масса гранитоидов ГМК варьирует по составу от гранитов А-типа до коллизионных гранитов. Характер источников гранитов такой ассоциации может меняться от существенно корового для коллизионных гранитов до смешанного (мантийно-корового) для гранитов А-типа. Чисто коровый источник для таких пород, как это предполагалось в ряде ранних работ (например, Rämö, Naarala, 1995),

маловероятен, так как этому противоречит низкая фугитивность кислорода, отражающая восстановительные условия плавления протолита (Carmichael, 1991). Согласно данным (Bonin, 2007), парциальное плавление коровых пород может продуцировать только коллизионные граниты. Идея же чисто мантийного источника (Великославинский и др., 1978) ограничивает возможные источники магм толеитовой серией пород. Известно, что интенсивная фракционная кристаллизация или частичное плавление толеитовых базальтов или их дифференциатов может производить расплавы, отвечающие по своим геохимическим и петрологическим характеристикам гранитам рапакиви (Frost, Frost, 1997; Frost et al., 2002). В пользу мантийного источника тепла свидетельствуют высокие температуры кристаллизации и “сухость” исходных магм наряду с низкой фугитивностью кислорода. Однако объемы гранитных расплавов, продуцируемые в ходе такого процесса, слишком малы по сравнению с объемом кумулятивного материала, который должен быть удален из системы. С учетом этого для минеральных ассоциаций ГМК, варьирующих по составу от гранитов А-типа до коллизионных гранитов, наиболее реалистичной представляется модель смешения вещества мантийного и корового источников (Neumark et al., 1994; Emslie et al., 1994). С учетом микроструктурных наблюдений по тектонитам внедрение и становление базитовых и гранитоидных расплавов в регионе контролировалось широким развитием в условиях верхней коры областей “рассеянной” трещинной тектоники, сформированных в пределах сдвиговых зон в результате тектонических деформаций (Владимиров и др., 2011).

Специфические особенности гранитов рапакиви ГМК, в частности высокие значения железистости $FeO/(FeO + MgO)$ в породах и минералах, повышенные содержания K_2O , HFSE и REE, а также кристаллизация в “сухих” восстановительных условиях ниже буфера FMQ, позволяют нам отнести их к типу наименее окисленных гранитов. Для пород подобного состава, кроме чисто мантийного, в качестве альтернативного источника П.Л. Кингом с соавторами (King et al., 1997, 2001) были предложены кварц-двуполевошпатовые породы коры. Связь с этими источниками подтверждается геохимическими и петрологическими данными и реконструируется на основе петрогенетической диаграммы Nb–Y–Zr/4 (Eby, 1992) (рис. 9в), где фигуративные точки пород локализируются в поле A_2 с коровыми источниками. Мы полагаем, что формирование основного объема родоначальных расплавов для гранитоидов ГМК осуществлялось за счет плавления позднерейско-палеопротерозойских пород континентальной коры кварц-полевошпатового состава. Субстратом для них могли служить комплексы глиноземистых гнейсов канской и енисейской серий

Енисейского кряжа (2.8–2.5 млрд лет), испытавшие гранулитовый метаморфизм около 1.9 млрд лет назад (Бибикина и др., 1993). Возможно, эти породы первоначально представляли собой “сухие” остатки от предшествующих эпизодов частичного плавления; значительная часть воды была удалена с ранними порциями гранитного расплава. Близкая модель образования гранитов рапакиви, тесно ассоциирующих с различными высококальциевыми коллизионными и А-гранитоидами, была предложена, в частности, для палеопротерозойских гранитоидов приморского комплекса Южно-Сибирского магматического пояса (Донская и др., 2005). Это хорошо согласуется с другими работами по становлению анорогенных гранитов, образующихся за счет комбинации механизмов частичного плавления корового источника и последующей фракционной кристаллизации первичного расплава (Clemens et al., 1986; Creaser et al., 1991; Anderson, 1983).

Специфика рапакивигранитного магматизма накладывает также и определенные ограничения и на мантийный компонент, в качестве которого может выступать кратонизированная (утолщенная) литосфера (Black, Liegeois 1993). Андерплейтинг основных магм затрагивает и нижнюю кору, что приводит к увеличению ее мощности, изменению состава и высокоградному метаморфизму, усиливающему степень ее дегидратации и восстановленности вследствие повторяющихся импульсов генерации водосодержащих мафических магм (Bonin, 2004). Магматизм этого типа преимущественно локализуется в системе внешних палео-мезопротерозойских орогенов, обрамляющих древние ядра континентов, а его пик связывают с гренвилльской орогенцией. По современным представлениям такой магматизм контролировался как деятельностью мантийных плюмов, так и тектоническими процессами растяжения в коллизионных зонах орогенов (Ларин, 2009).

Генетические представления об образовании адакитоподобных пород достаточно выдержаны (Ефремов, 2010). Существует три наиболее вероятных механизма образования адакитовых расплавов (Гусев, 2014): (1) плавление базальтов субдуцировавшей океанической литосферы (например, Martin, 1999; Martin et al., 2005); (2) плавление метабазальтов в подошве мощной континентальной коры (Wang et al., 2006); (3) плавление пород мантийного клина, метасоматизированных адакитовым расплавом (Samaniego et al., 2005). Объединяет эти модели то, что первичные адакитовые магмы (1 и 2 модели) либо метасоматизирующий агент (3 модель) образуются за счет плавления пород основного состава в условиях стабильности эклогитовых парагенезисов. Кроме того, пространственное и временное сочетание адакитов и пород с повышенным содержанием Nb – внутриплитного типа – ставит проблему возможного

участия плюм-астеносферного источника в образовании адакитов (Zhang et al., 2005; Колосков и др., 2018). Вопрос о магматических источниках этих пород часто является дискуссионным. Магматическими источниками обогащенных калием адакитов может быть, как вновь образованный в основании нижней коры материал базитового слоя, так и породы, близкие по составу с ТТГ-ассоциацией. Тем не менее адакитоподобные магмы в дуговых обстановках часто также интерпретируются как расплавы, производные из коровых источников (океанических или континентальных), которые взаимодействовали с мантийным клином или с примитивными дуговыми мафитовыми магмами. Так, образование установленных на Енисейском кряже гранитоидов с адакитовыми характеристиками тейского комплекса, отнесенных к обогащенному калием типу, связывается с плавлением материала в основании континентальной коры, вследствие ее экстремальной утолщения на заключительной стадии коллизионного процесса (Верниковский и др., 2016). На Южно-Енисейском кряже позднеопротерозойские адакиты Зимовейнинского массива могли образоваться в обстановке трансформного скольжения литосферных плит после прекращения субдукции как из корового, так и мантийно-корового источников (Верниковская и др., 2017). Геохимические особенности адакитоподобных биотитовых плагиогнейсов немтихинской толщи западной части ГМК указывают на возможную островодужную природу их протолита (рис. 9). Однако не вполне аргументировано, насколько субдукционные адакиты идентичны их коллизионным/постколлизионным аналогам, поскольку четкие геохимические критерии, позволяющие разделить их, практически отсутствуют. Так, использование дискриминатной функции DF_3 (Великославинский и др., 2018) в отношении изученных плагиогнейсов показывает, что фигуративные точки их составов попадают как в область адакитов островных дуг, так и в область перекрытия полей состава коллизионным/постколлизионными адакитами (рис. 12), что требует разработки новых диагностических критериев. При этом очевидно, что адакитоподобные породы из зоны конвергенции Исаковского террейна с окраиной Сибирского кратона и другие разновидности пород ГМК в палеоконтинентальном секторе Енисейского кряжа имеют различную геохимическую специфику.

Эволюция гранитоидного магматизма в регионе согласуется с выводами (Глебовицкий и др., 1978; Brown, 2008) о том, что в пределах цикла в формировании гранитоидов ГМК устанавливается определенная последовательность, выраженная в смене натриевых разновидностей с возрастом 1380–1360 млн лет калиевыми с появлением высококальциевых пегматитов и порфиробластических пород к концу цикла с возрастом 930–720 млн лет.

Это позволяет рассматривать породные ассоциации ГМК в качестве элементов единой мезо-неопротерозойской гранитоидной серии. При этом весьма существенным отличием состава пород ГМК в сравнении с породами более поздних серий западной окраины Сибирского кратона является увеличение вклада гранитоидного материала в продуктах областей эрозии (Лиханов и др., 2008a, 2011; Likhanov, Reverdatto, 2007, 2008; Likhanov, Santosh, 2019, 2020). Отмеченная тенденция к снижению содержаний Th, легких лантаноидов и обогащению переходными металлами во времени отражает характер эволюции верхней континентальной коры в докембрии, свидетельствующей о вовлечении в область эрозии ювенильной мафической коры в среднем рифее и венде. Это подтверждается результатами изучения Sm-Nd изотопной систематики изученных пород из наиболее представительных разрезов докембрия Енисейского кряжа (Ножкин и др., 2008).

ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

Реконструкция геологической истории Енисейского кряжа, представляющего собой коллизионно-аккреционный ороген на западной окраине Сибирского кратона, важна не только для понимания тектонической эволюции подвижных поясов континентальных окраин, но и для верификации данных палеомагнитного моделирования о конфигурации Родинии. Этот суперконтинент возник на рубеже мезо-неопротерозоя в результате гренвилевского орогенеза.

Результаты U-Pb датирования адакитоподобных гранитов (913 ± 11 и 915 ± 36 млн лет), порфиробластических ортоклазовых лейкогранитоидов (932 ± 26 млн лет) и микроклин-цоизитовых ортоамфиболитов (902 ± 12.8 млн лет) могут быть рассмотрены в качестве возрастных аналогов процессов гренвилевской складчатости и, возможно, синхронных процессов субдукции, связанных с ранней стадией эволюции Палеоазиатского океана на рубеже около 1 млрд лет (Добрецов, 2003; Ярмолюк и др., 2006). В пределах палеоконтинентального сектора Северо-Енисейского кряжа в качестве возрастных аналогов гренвиллид рассматриваются гранито-гнейсовые купола (Ножкин и др., 1999) и метапелиты низких/умеренных давлений Приенисейской и Татарско-Ишимбинской систем разломов, проявленные в структурах Северного и Южного Енисейского кряжа (Лиханов и др., 2021). Эти возрастные оценки также совпадают со временем начального регионального метаморфизма основных магматических пород Рыбинско-Панибинского вулканического пояса в правобережье р. Ангара. Это позволяет коррелировать деформации раннеопротерозойской тектонической активизации в регионе на западной окраине Си-

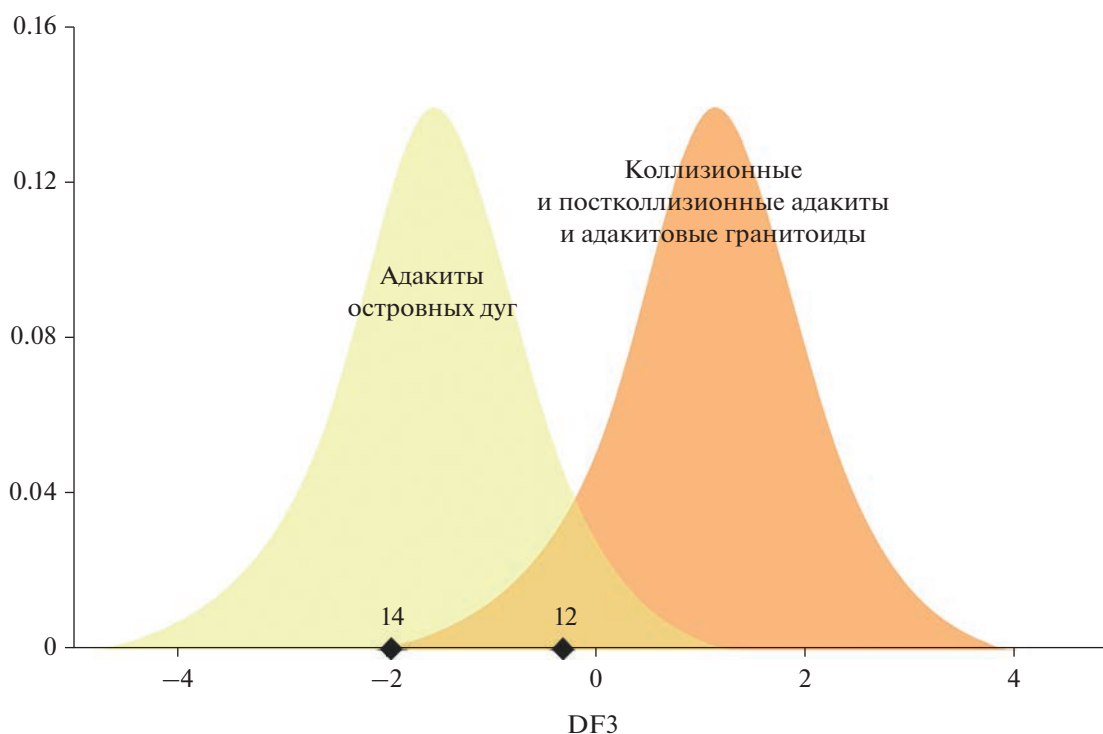


Рис. 12. Дискриминантная диаграмма (Великославинский и др., 2018), разделяющая адакиты островных дуг с коллизионными и постколлизионными адакитами и адакитовыми гранитоидами.

бирского кратона с коллизией террейнов и формированием Родинии. Выявленный этап хорошо коррелируется с фазами орогенеза в гренвильском поясе (Лаврентия) (Rivers, 2008) и в свеко-норвежском (Балтика) складчатых поясах (Vogdanova et al., 2008).

Последующие события в неопротерозое характеризуются постепенным завершением гренвильской тектоники и началом вальгальской орогении, вызванной утолщением земной коры в результате наложенных эффектов коллизионно-аккреционных процессов по периферии Родинии (Sawood et al., 2010). Результаты U-Pb датирования порфиробластических гранито-гнейсов (881 ± 8 млн лет), blastsмилонитизированных порфиробластических плагиогранито-гнейсов (855.6 ± 5 млн лет), рапакивиподобных гранитов (871 ± 10 млн лет), мигматитов (845 ± 15 млн лет) охватывают диапазон постгренвильского цикла, включающего позднюю эпоху Нордатьян вальгальской складчатости. В качестве близких возрастных аналогов таких событий в пределах Енисейского кряжа могут быть рассмотрены породы тейского комплекса (чапский, маяковский и тейский участки), подвергшиеся позднерифейскому ($864\text{--}849$ млн лет) коллизионному метаморфизму умеренных давлений кианит-силлиманитового типа в пределах Татарско-Ишимбинской системы разломов (Лиханов и др., 2011). С этим же этапом связано ста-

новление гранитоидных плутонов каламинского типа (Верниковский, Верниковская, 2006), вблизи которых локально проявлен термальный метаморфизм позднерифейского (862 млн лет) возраста (Лиханов, 2003; Likhonov et al., 2001).

Выявленные деформационно-метаморфические эпизоды тектонической активности в регионе коррелируют по времени с событиями, установленными в структурах ряда кратонов Северной Атлантики, участвовавших в строении суперконтинента Родиния. В частности, подобные по возрасту и стилю метаморфизма проявления были обнаружены в гнейсах и кристаллических сланцах Свальбарда, мойнской серии Северо-Западной Шотландии и Восточной Гренландии (Лаврентия), соройского комплекса в Северной Норвегии (Балтика). Такие проявления магматизма и метаморфизма, широко представленные по периферии крупных докембрийских кратонов Родинии – Лаврентии, Балтики и Сибири, служат весомым аргументом в пользу представления об их территориальной близости в эту эпоху. Это также согласуется с выводами о синхронности и схожей последовательности и несколько более ранних одноплатных тектоно-термальных событий на окраинах этих палеоконтинентов (Sawood et al., 2004, 2016; Likhonov et al., 2015). Такая трактовка взаиморасположения арктических кратонов в строении суперконтинента Родиния полностью согласуется с

современными палеомагнитными данными и палеоконтинентальными реконструкциями (Torsvik, 2003; Метелкин и др., 2012; Johansson, 2014; Dalziel et al., 1997), подтверждающими, что в неопротерозое Лаврентия, Сибирь и Балтика являлись древними ядрами суперконтинента Родиния (рис. 1б). Об этом же свидетельствуют современные данные по разновозрастным палеополюсам в пределах этих кратонов, подтверждающие, что они могли быть частями единого суперконтинента со стабильной конфигурацией на протяжении 800 млн лет (Pisarevsky, 2008). В глобальном аспекте особенностей докембрийской геодинамики по современным представлениям этот возрастной рубеж характеризуется повышенной активностью эндогенных процессов в связи с перестройкой конвективных течений в мантии (Добрецов, 2010).

ВЫВОДЫ

1. Получены новые геологические и геохимические и изотопно-геохронологические данные по петрогенезису, геотектоническим обстановкам формирования, термодинамическим условиям, возрастам метаморфизма и протолита для контрастных по составу пород гаревского метаморфического комплекса. Обсуждены возможные модели и геодинамические обстановки их формирования в рамках имеющихся в литературе современных представлений.

2. Установлены два новых импульса неопротерозойской эндогенной и тектонической активности на западной окраине Сибирского кратона (930–900 и 880–845 млн лет), коррелирующие с гренвильскими и постгренвильскими ранними коллизионно-аккреционными процессами вальгальской складчатости, с которыми связано становление суперконтинента Родиния.

3. Синхронность магматической и деформационно-метаморфической активности, а также схожая последовательность однотипных тектоно-термальных событий на арктической окраине Родинии, подтверждают территориальную близость Сибири и кратонов Северной Атлантики (Лаврентии и Балтики) в диапазоне времени (0.93–0.85 млрд лет), что согласуется с современными палеомагнитными реконструкциями положения суперконтинентов.

4. Новые доказательства гренвильских коллизионных событий в комплексе с другими возрастными эквивалентами в пределах западной окраины Сибирского кратона и палеоконтинентальными реконструкциями позволяют разрешить ряд противоречий в трактовке ключевых вопросов геологии региона, например ранние предположения об отсутствии на Енисейском кряже эндогенной активности и гренвильских коллизионных событий. Таким образом, северным продолжени-

ем Гренвильского пояса, протягивающегося на расстояние более 10000 км от Западной Австралии до Свеконорвежского орогена Балтики, могли быть гренвиллиды западной окраины Сибирского кратона.

Благодарности. Автор глубоко признателен рецензентам – Ш.К. Балтыбаеву и К.А. Савко – за конструктивные замечания, плодотворную дискуссию и ценные рекомендации, способствующие значительному улучшению манускрипта.

Источники финансирования. Работа выполнена за счет средств гранта Российского научного фонда (проект № 21-77-20018), с дополнительной поддержкой полевых работ в рамках госзадания ИГМ СО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Александров И.А.* Метаморфические породы амфиболитовой фации Джугджуро-Становой складчатой области (условия образования и состав протолитов). Владивосток: Дальнаука, 2010. 211 с.
- Бибикова Е.В., Грачева Т.В., Макаров В.А., Ножкин А.Д.* Возрастные рубежи в геологической эволюции раннего докембрия Енисейского кряжа // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 1. С. 35–40.
- Богданова С.В., Писаревский С.А., Ли Ч.Х.* Образование и распад Родинии (по результатам МПГК 440) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17. № 3. С. 29–45.
- Великославинский Д.А.* Проблема гранитов рапакиви. М.: Наука, 1995. 28 с.
- Великославинский Д.А., Биркис А.П., Богатиков О.А.* Анортозит-рапакивигранитная формация Восточно-Европейской платформы. Л.: Наука, 1978. 296 с.
- Великославинский С.Д., Котов А.Б., Крылов Д.П., Ларин А.М.* Геодинамическая типизация адакитовых гранитоидов по геохимическим данным // Петрология. 2018. № 3. С. 255–264.
- Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Матушкин Н.Ю. и др.* Неопротерозойские адакиты Енисейского кряжа (Центральная Сибирь): петрогенезис, геодинамика и U/Pb возраст // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. С. 1459–1478.
- Верниковский В.А., Верниковская А.Е.* Тектоника и эволюция гранитоидного магматизма Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. С. 35–52.
- Верниковский В.А., Казанский А.Ю., Матушкин Н.Ю. и др.* Геодинамическая эволюция складчатого обрамления и западная граница Сибирского кратона в неопротерозое: геолого-структурные, седиментологические, геохронологические и палеомагнитные данные // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. С. 502–519.
- Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Полянский О.П. и др.* Тектонотермальная модель формирования орогена на постколлизионной стадии (на примере Енисейского кряжа, Восточная Сибирь) // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. С. 32–50.
- Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Верниковская А.Е. и др.* Неопротерозойская тектоническая структура Енисейского кряжа и формирование западной окраины Сибирского кратона на основе новых геологических, па-

- леомагнитных и геохронологических данных // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. С. 63–90.
- Владимиров А.Г., Владимиров В.Г., Волкова Н.И. и др.* Роль плюм-тектоники и сдвигово-раздвиговых деформаций литосферы в эволюции ранних каледонид Центральной Азии // Изв. СО РАН. 2011. № 1. С. 104–118.
- Глебовицкий В.А., Другова Г.М., Московченко Н.И.* Цикличность и направленность процессов регионального метаморфизма. Л.: Наука, 1978. 285 с.
- Гусев А.И.* Петрология адакитовых гранитоидов. М.: Академии Естествознания, 2014. 151 с.
- Даценко В.М.* Гранитоидный магматизм юго-западного обрамления Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1984. 120 с.
- Добрецов Н.Л.* Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. С. 5–27.
- Добрецов Н.Л.* Глобальная геодинамическая эволюция Земли и глобальные геодинамические модели // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. С. 761–784.
- Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Ковач В.П., Мазукабзов А.М.* Петрогенезис раннепротерозойских постколлизийных гранитов юга Сибирского кратона // Петрология. 2005. Т. 13. № 3. С. 253–279.
- Егоров А.С.* Глубинное строение и геодинамика литосферы Северной Евразии (по результатам геолого-геофизического моделирования вдоль геотравверсов России). СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. 199 с.
- Ефремов С.В.* Раннепалеозойские адакиты Восточного Саяна. Геохимические особенности и источники вещества // Геохимия. 2010. Т. 11. С. 1185–1201.
- Качевский Л.К., Зуев В.К.* Геологическая карта Енисейской металлогенической провинции. Масштаб 1 : 1000000 (Ред. А.К. Мкртычян, М.Л. Шерман). Красноярск: Красноярскгеолсъемка, 2005.
- Качевский Л.К., Качевская Г.И., Грабовская Ж.М.* Геологическая карта Енисейского кряжа. Масштаб 1 : 500000 (Ред. А.К. Мкртычян, М.Л. Шерман). Красноярск: Красноярскгеолсъемка, 1998.
- Козлов П.С., Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Зиновьев С.В.* Тектоно-метаморфическая эволюция гаревского полиметаморфического комплекса Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. С. 1476–1496.
- Козлов П.С., Филиппов Ю.Ф., Лиханов И.И., Ножкин А.Д.* Геодинамическая модель эволюции Приенисейской палеосубдукционной зоны в неопротерозое (западная окраина Сибирского кратона), Россия // Геотектоника. 2020. № 1. С. 62–78.
- Колосков А.В., Коваленко Д.В., Ананьев В.В.* Адакитовый вулканизм на континентальной окраине и его проблематика. Часть I. Адакиты верховьев о. Валоваям — новые возрастные и вещественные характеристики, петрологическая модель // Тихоокеанская геология. 2018. Т. 37. С. 3–27.
- Кориковский С.П.* Фации метаморфизма метапелитов. М.: Наука, 1979. 263 с.
- Ларин А.М.* Граниты рапакиви в геологической истории Земли. Статья 1. Рапакивигранитсодержащие магматические ассоциации: возраст, геохимия, тектоническое положение // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17. № 3. С. 3–28.
- Лиханов И.И.* Минеральные реакции в высокоглиноземистых и железистых роговиках в связи с проблемой устойчивости редких минеральных парагенезисов контактового метаморфизма // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. С. 301–312.
- Лиханов И.И.* Неустойчивость парагенезисов “тройной точки” Al_2SiO_5 как следствие полиметаморфизма высокоглиноземистых метапелитов // Петрология. 2020а. Т. 28. № 6. С. 610–627.
- Лиханов И.И.* Метаморфические индикаторы геодинамических обстановок коллизии, растяжения и сдвиговых зон земной коры // Петрология. 2020б. Т. 28. № 1. С. 4–22.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В.* Нижнепротерозойские метапелиты Енисейского кряжа: природа и возраст протолита, поведение вещества при коллизийном метаморфизме // Геохимия. 2011. Т. 49. С. 239–267.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В.* P-T-t эволюция метаморфизма в Заангарье Енисейского кряжа: петрологические и геодинамические следствия // Геология и геофизика. 2014а. Т. 55. С. 385–416.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В.* Геохимия, возраст и особенности петрогенезиса пород гаревского метаморфического комплекса Енисейского кряжа // Геохимия. 2014б. Т. 52. С. 3–25.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В.* Неопротерозойские комплексы-индикаторы континентального рифтогенеза как свидетельство процессов распада Родинии на западной окраине Сибирского кратона // Геохимия. 2015. Т. 53. С. 675–694.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Селятицкий А.Ю.* Минеральные равновесия и P-T диаграмма для железисто-глиноземистых метапелитов в системе KFMASH // Петрология. 2005. Т. 13. № 1. С. 81–92.
- Лиханов И.И., Козлов П.С., Попов Н.В. и др.* Коллизийный метаморфизм как результат надвигов в заангарской части Енисейского кряжа // Докл. АН. 2006а. Т. 411. № 2. С. 235–239.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Вершинин А.Е.* Геохимические свидетельства природы протолита железисто-глиноземистых метапелитов Кузнецкого Алатау и Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 2006б. Т. 47. С. 119–131.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Вершинин А.Е.* Железисто-глиноземистые метапелиты тейской серии Енисейского кряжа: геохимия, природа протолита и особенности поведения вещества при метаморфизме // Геохимия. 2008а. Т. 46. С. 20–41.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Попов Н.В.* Коллизийный метаморфизм докембрийских комплексов в заангарской части Енисейского кряжа // Петрология. 2008б. Т. 16. № 2. С. 148–173.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Попов Н.В.* Кианит-силлиманитовый метаморфизм докембрийских комплексов Заангарья Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. С. 1335–1356.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С.* Коллизийные метаморфические комплексы Енисейского кряжа: особенности эволюции, возрастные рубежи и скорость эксгумации // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. С. 1593–1611.

- Лиханов И.И., Попов Н.В., Ножкин А.Д. Древнейшие гранитоиды Заангарья Енисейского кряжа: U-Pb и Sm-Nd данные, обстановки формирования // Геохимия. 2012а. Т. 50. С. 966–976.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Попов Н.В., Козлов П.С. Первая находка гранитов рапакиви на Енисейском кряже: возраст, P-T условия и обстановки формирования // Докл. АН. 2012б. Т. 443. № 2. С. 207–213.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Зиновьев С.В., Ножкин А.Д. Возраст бластомилонитов Приенисейской региональной сдвиговой зоны как свидетельство вендских аккреционно-коллизионных событий на западной окраине Сибирского кратона // Докл. АН. 2013а. Т. 450. № 2. С. 199–203.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Зиновьев С.В. Неопротерозойский дайковый пояс Заангарья Енисейского кряжа как индикатор процессов растяжения и распада Родинии // Докл. АН. 2013б. Т. 450. № 6. С. 685–690.
- Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Козлов П.С. Гренвильские тектонические события и эволюция Енисейского кряжа, западная окраина Сибирского кратона // Геотектоника. 2014. № 5. С. 32–53.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С. и др. P-T-t реконструкция метаморфической истории Южно-Енисейского кряжа (Сибирский кратон): петрологические следствия и связь с суперконтинентальными циклами // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. С. 1031–1056.
- Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В. и др. Метаморфическая эволюция ультравысокотемпературных железисто-глиноземистых гранулитов Южно-Енисейского кряжа и тектонические следствия // Петрология. 2016. Т. 24. № 4. С. 423–440.
- Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Савко К.А. Аккреционная тектоника западной окраины Сибирского кратона // Геотектоника. 2018. № 1. С. 28–51.
- Лиханов И.И., Зиновьев С.В., Козлов П.С. Бластомилонитовые комплексы западной части Енисейского кряжа (Восточная Сибирь, Россия): геологическая позиция, эволюция метаморфизма и геодинамические модели // Геотектоника. 2021. № 1. С. 41–65.
- Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю. Тектоническая эволюция Сибирского палеоконтинента от неопротерозоя до позднего мезозоя: палеомагнитная запись и реконструкции // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. С. 883–899.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бибикина Е.В. и др. Рифейские гранито-гнейсовые купола Енисейского кряжа: геологическое строение и U-Pb изотопный возраст // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. С. 881–891.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Маслов А.В. и др. Sm-Nd изотопная систематика метапелитов докембрия Енисейского кряжа и вариации возраста источников сноса // Докл. АН. 2008. Т. 423. № 6. С. 795–800.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Лиханов И.И., Дмитриева Н.В. Позднепалеопротерозойские вулканические ассоциации на юго-западе Сибирского кратона (Ангаро-Канский блок) // Геология и геофизика. 2016а. Т. 57. С. 312–332.
- Ножкин А.Д., Дмитриева Н.В., Лиханов И.И. и др. Геохимические и изотопно-геохронологические свидетельства субсинхронного островодужного магматизма и терригенной седиментации (Предивинский террейн Енисейского кряжа) // Геология и геофизика. 2016б. Т. 57. С. 1992–2014.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Лиханов И.И., Савко К.А. Палеопротерозойские метавулканогенно-осадочные толщи енисейского метаморфического комплекса на юго-западе Сибирского кратона (Ангаро-Канский блок): расчленение, состав, U-Pb возраст цирконов // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. С. 1384–1406.
- Перчук Л.Л. Термодинамический режим глубинного петрогенеза. М.: Наука, 1973. 318 с.
- Попов Н.В., Лиханов И.И., Ножкин А.Д. Мезопротерозойский гранитоидный магматизм в заангарской части Енисейского кряжа: результаты U-Pb исследований // Докл. АН. 2010. Т. 431. № 4. С. 509–515.
- Попов Н.В., Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Савко К.А. Палеопротерозойский гранитоидный магматизм в тектонической истории Ангаро-Канского блока юго-западного обрамления Сибирской платформы // Докл. АН. 2020. Т. 490. № 2. С. 39–44.
- Ревердатто В.В., Лиханов И.И., Полянский О.П. и др. Природа и модели метаморфизма. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2017. 331 с.
- Сальников А.С. Сейсмологическое строение земной коры платформенных и складчатых областей Сибири по данным региональных сейсмических исследований преломленными волнами. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2009. 132 с.
- Старосельцев В.С., Мигурский А.В., Старосельцев К.В. Енисейский кряж и его сочленение с Сибирской платформой // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. С. 76–85.
- Стороженко А.А., Васильев Н.Ф., Динер А.Э. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Издание второе. Серия Енисейская. Лист О-46-IV. Объяснительная записка. Москва (СПб.): Красноярскгеолсъемка, 1999. 212 с.
- Хаин В.Е. Об основных принципах построения подлинно глобальной модели динамики Земли // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. С. 736–760.
- Хераскова Т.Н., Каплан С.А., Галуев В.И. Строение Сибирской платформы и ее западной окраины в рифее-раннем палеозое // Геотектоника. 2009. № 2. С. 37–56.
- Шкодзинский В.С. Проблемы физико-химической петрологии и генезиса мигматитов. Новосибирск: Наука, 1976. 223 с.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б. и др. U-Pb возраст син- и постметаморфических гранитоидов Южной Монголии – свидетельство присутствия гренвиллид в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Докл. АН. 2005а. Т. 404. № 1. С. 84–89.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б. и др. Позднерифейский рифтогенез и распад Лавразии: данные геохронологических исследований щелочно-ультраосновных комплексов южного обрамления Сибирской платформы // Докл. АН. 2005б. Т. 404. № 3. С. 400–406.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П. и др. Ранние стадии формирования Палеоазиатского океана: результаты геохронологических, изотопных и геохимических исследований позднерифейских и венд-кем-

- брийских комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. АН. 2006. Т. 410. № 5. С. 657–663.
- Anderson J.L.* Proterozoic anorogenic granite plutonism of North America // Eds. L.G. Medaris, D.M. Mickelson, C.W. Byers, W.C. Shanks. Proterozoic Geology. Geol. Soc. Amer. Mem. 1983. V. 161. P. 133–154.
- Black R., Liegeois J.-P.* Cratons, mobile belts, alkaline rocks and continental lithospheric mantle: the Pan-African testimony // J. Geol. Soc. London. 1993. V. 150. P. 89–98.
- Bogdanova S.V., Bingen B., Gorbatshev R. et al.* The Eastern European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia // Precamb. Res. 2008. V. 160. P. 23–45.
- Bonin B.* A-type granites and related rocks: evolution of a concept, problem and prospects // Lithos. 2007. V. 97. P. 1–29.
- Bonin B.* Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to within-plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal sources? A review // Lithos. 2004. V. 78. P. 1–24.
- Boynton W.V.* Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Ed. P. Henderson. Rare Earth Element Geochemistry. Amsterdam: Elsevier, 1984. P. 63–114.
- Brown M.* Characteristic thermal regimes of plate tectonics and their metamorphic imprint throughout Earth history: When did Earth first adopt a plate tectonics mode of behavior? // Eds. K.C. Condie, V. Pease. When did Plate Tectonics Begin on Planet Earth? Geol. Soc. Amer. Spec. Paper. 2008. V. 440. P. 97–128.
- Buick R., Des Marais D.J., Knoll A.H.* Stable isotopic compositions of carbonates from the Mesoproterozoic Bange-mall group, northwestern Australia // Chem. Geol. 1995. V. 123. P. 153–171.
- Carmichael I.S.E.* The redox states of basic and silicic magmas: a reflection of their source regions? // Contrib. Mineral. Petrol. 1991. V. 106. P. 129–141.
- Cawood P.A., Nemchin A.A., Strachan R.A. et al.* Laurentian provenance and an intracratonic tectonic setting for the upper Moine Supergroup, Scotland, constrained by detrital zircons from the Loch Eil and Glen Urquhart successions // J. Geol. Soc. London. 2004. V. 161. P. 861–874.
- Cawood P.A., Strachan R., Cutts K. et al.* Neoproterozoic orogeny along the margin of Rodinia: Valhalla orogen, North Atlantic // Geology. 2010. V. 38. P. 99–102.
- Cawood P.A., Strachan R.A., Pisarevsky S.A. et al.* Linking collisional and accretionary orogens during Rodinia assembly and breakup: implications for models of supercontinent cycles // Earth Planet. Sci. Lett. 2016. V. 449. P. 118–126.
- Chatterjee N.D., Johannes W.S.* Thermal stability and standard thermodynamic properties of synthetic $2M_1$ -muscovite, $KAl_2Al_3Si_3O_{10}(OH)_2$ // Contrib. Mineral. Petrol. 1974. V. 48. P. 89–114.
- Clemens J.D., Holloway J.R., White A.J.R.* Origin of an A-type granite: experimental constraints // Amer. Mineral. 1986. V. 71. P. 317–324.
- Creaser R.A., Price R.C., Wormald R.J.* A-type granites revisited: assessment of a residual-source model // Geology. 1991. V. 19. P. 163–166.
- Dalziel I.W.D.* Neoproterozoic-Paleozoic geography and tectonics: review, hypothesis and environmental speculation // Geol. Soc. Amer. Bull. 1997. V. 109. P. 16–42.
- Defant M.J., Drummond M.S.* Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere // Nature. 1990. V. 347. P. 662–665.
- Dempster T.J., Jenkin G.R.T., Rogers G.* The origin of rapakivi texture // J. Petrol. 1994. V. 35. P. 963–981.
- Dobretsov N.L., Vernikovskiy V.A.* Mantle plumes and their geological manifestations // Int. Geol. Rev. 2001. V. 43. P. 771–788.
- Eby G.N.* Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications // Geology. 1992. V. 20. P. 641–644.
- Emslie R.F., Hamilton M.A., Theriault R.J.* Petrogenesis of a mid-Proterozoic anorthosite-mangerite-charnockite-granite (AMCG) complex: isotopic and chemical evidence from the main plutonic suite // J. Geol. 1994. V. 102. P. 539–558.
- England P.S., Le Fort P., Molnar P., Pecher A.* Heat sources for Tertiary magmatism and anatexis in the Annapurna-Manaslu region of Central Nepal // J. Geophys. Res. 1992. V. 97. P. 2107–2128.
- Ernst R.E., Wingate M.T.D., Buchan K.L., Li Z.H.* Global record of 1600–700 Ma Large Igneous Provinces (LIPs): Implications for the reconstruction of the proposed Nuna (Columbia) and Rodinia supercontinents // Precamb. Res. 2008. V. 160. P. 159–178.
- Frost C.D., Frost B.R.* Reduced rapakivi-type granites: the tholeiite connection // Geology. 1997. V. 25. P. 647–650.
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J. et al.* A geochemical classification for granitic rocks // J. Petrol. 2001. V. 42. P. 2033–2048.
- Frost C.D., Frost B.R., Bell J.M., Chamberlain K.R.* The relationship between A-type granites and residual magmas from anorthosite; evidence from the northern Sherman batholith, Laramie Mountains, Wyoming, USA // Precamb. Res. 2002. V. 45. P. 45–71.
- Gladkochub D.P., Pisarevsky S.A., Donskaya T.V. et al.* Proterozoic mafic magmatism in Siberian craton: an overview and implications for paleocontinental reconstruction // Precamb. Res. 2010. V. 183. P. 660–668.
- Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G.* Geochemical characteristics of collision-zone magmatism // Eds. M.P. Coward, A.C. Ries. Collisions Tectonics. Geol. Soc. Spec. Publ. 1986. V. 19. P. 67–81.
- Hodges K.V.* Geochronology and thermochronology in orogenic system // Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian Treatise on Geochemistry. Oxford: Elsevier, 2004. P. 263–292.
- Huerta A.D., Royden L.H., Hodges K.V.* The effects of accretion, erosion and radiogenic heat on the metamorphic evolution of collisional orogens // J. Metamorph. Geol. 1999. V. 17. P. 349–366.
- Jackson S.E., Norman J.P., William L.G., Belousova E.A.* The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology // Chem. Geology. 2004. V. 211. P. 47–69.
- Johansson Å.* From Rodinia to Gondwana with the 'SAMBA' model – A distant view from Baltica towards Amazonia and beyond // Precamb. Res. 2014. V. 244. P. 226–235.
- King P.L., Chappell B.W., Allen C.M., White A.J.R.* Are A-type granites the high-temperature felsic granites? Evidence from fractionated granites of the Wangrah Suite // Aus. J. Earth Sci. 2001. V. 48. P. 501–514.

- King P.L., White A.J.R., Chappell B.W., Allen C.M.* Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachlan fold belt, Southeastern Australia // *J. Petrol.* 1997. V. 38. P. 371–391.
- Kohn M.J., Spear F.S.* Error propagation for barometers // *Amer. Mineral.* 1991. V. 76. P. 138–147.
- Larionov A.N., Andreichev V.A., Gee D.G.* The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenite // Eds. D.G. Gee, V.L. Pease. *The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica.* Geol. Soc. London Mem. 2004. V. 30. P. 69–74.
- Li Z.-H., Bogdanova S.V., Collins A.S. et al.* Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis // *Precamb. Res.* 2008. V. 160. P. 179–210.
- Likhanov I.I.* Chloritoid, staurolite and gedrite of the high-alumina hornfelses of the Karatash pluton // *Int. Geol. Rev.* 1988. V. 30. P. 868–877.
- Likhanov I.I.* Mass-transfer and differential element mobility in metapelites during multistage metamorphism of Yenisei Ridge, Siberia // Eds. S. Ferrero, P. Lanari, P. Gon-salves, E.G. Grosch. *Metamorphic Geology: Microscale to Mountain Belts.* Geol. Soc. London Spec. Publ. 2019. V. 478. P. 89–115.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V.* Provenance of Precambrian Fe- and Al-rich metapelites in the Yenisey Ridge and Kuznetsk Alatau, Siberia: geochemical signatures // *Acta Geol. Sinica – Engl. Ed.* 2007. V. 81. № 3. P. 409–423.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V.* Precambrian Fe- and Al-rich pelites from the Yenisey Ridge, Siberia: geochemical signatures for protolith origin and evolution during metamorphism // *Int. Geol. Rev.* V. 50. № 7. P. 597–623.
- Likhanov I.I., Santosh M.* A-type granites in the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Precambrian supercontinents Columbia/Nuna and Rodinia // *Precamb. Res.* 2019. V. 328. 128–145.
- Likhanov I.I., Santosh M.* The “triple point” paradigm of aluminosilicates revisited // *Geol. J.* 2020. V. 55. № 6. P. 4772–4789.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Memmi I.* Short-range mobilization of elements in the biotite zone of contact aureole of the Kharlovo gabbro massif (Russia) // *Eur. J. Mineral.* 1994. V. 6. № 1. P. 133–144.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Sheplev V.S. et al.* Contact metamorphism of Fe- and Al-rich graphitic metapelites in the Transangarian Region of the Yenisey Ridge, eastern Siberia, Russia // *Lithos.* 2001. V. 58. № 1–2. P. 55–80.
- Likhanov I.I., Polyansky O.P., Reverdatto V.V., Memmi I.* Evidence from Fe- and Al-rich metapelites for thrust loading in the Transangarian Region of the Yenisey Ridge, eastern Siberia // *J. Metamorph. Geol.* 2004. V. 22. № 8. P. 743–762.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S. et al.* P-T-t constraints on polymetamorphic complexes of the Yenisey Ridge, East Siberia: implications for Neoproterozoic paleo-continental reconstructions // *J. Asian Earth Sci.* 2015. V. 113. № 1. P. 391–410.
- Likhanov I.I., Régnier J.-L., Santosh M.* Blueschist facies fault tectonites from the western margin of the Siberian Craton: implications for subduction and exhumation associated with early stages of the Paleo-Asian Ocean // *Lithos.* 2018. V. 304–307. P. 468–488.
- Ludwig K.R.* User’s manual for Isoplot/Ex, Version 2.10. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Isochronology Spec. Publ. 1999. V. 1. 46 p.
- Ludwig K.R.* SQUID 1.00. User’s manual. Berkeley Isochronology Spec. Publ. 2000. V. 2. 2455 p.
- Martin H.* Effect of stepper Archean geothermal gradients on geochemistry of subduction-related magmas // *Geology.* 1986. V. 14. P. 753–756.
- Martin H.* Adakitic magmas: modern analogues of Archean granitoids // *Lithos.* 1999. V. 46. P. 411–429.
- Martin H., Smithies R.H., Rapp R. et al.* An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution // *Lithos.* 2005. V. 79. P. 1–24.
- Middlemost E.A.K.* *Magmas and Magmatic Rocks.* Longman Group Ltd., Essex, 1985. 266 p.
- Neymark L.A., Amelin Yu.V., Larin A.M.* Pb-Nd-Sr isotopic and geochemical constraints on the origin of the 1.54–1.56 Ga Salmi rapakivi granite-anorthosite batholith (Karelia, Russia) // *Mineral. Petrol.* 1994. V. 50. P. 173–193.
- Pearce J.A.* Sources and settings of granitic rocks // *Epi-sodes.* 1996. V. 19. № 4. P. 120–125.
- Pisarevsky S.A., Natapov L.M., Donskaya T.V. et al.* Proterozoic Siberia: a promontory of Rodinia // *Precamb. Res.* 2008. V. 160. P. 66–76.
- Rämö O.T., Haapala I.* One hundred years of rapakivi granite // *Mineral. Petrol.* 1995. V. 52. P. 129–185.
- Reverdatto V.V., Likhanov I.I., Polyansky O.P. et al.* *The Nature and Models of Metamorphism.* Chum: Springer, 2019. 330 p.
- Rino S., Kon Y., Sato W. et al.* The Grenvillian and Pan-African orogens: world’s largest orogenies through geological time, and their implications on the origin of superplume // *Gondwana Res.* 2008. V. 14. P. 51–72.
- Rivers T.* Assembly and preservation of lower, mid, and upper orogenic crust in the Grenville Province – Implications for the evolution of large hot long-duration orogens // *Precamb. Res.* 2008. V. 167. P. 237–259.
- Samaniego P., Monzier M., Martin H. et al.* Temporal evolution of magmatism in the Northern Volcanic Zone of the Andes: the geology and petrology of Cayambe volcanic complex (Ecuador) // *J. Petrol.* 2005. V. 46. № 11. P. 2225–2252.
- Santosh M., Maruyama S., Yamamoto S.* The making and breaking of supercontinents: Some speculations based on superplumes, super downwelling and the role of tectosphere // *Gondwana Res.* 2009. V. 15. P. 324–341.
- Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 1989. V. 42. P. 313–345.
- Torsvik T.H.* The Rodinia Jigsaw Puzzle // *Science.* 2003. V. 300. P. 1379–1381.
- Vanderhaeghe O.* Migmatites, granites and orogeny: flow modes of partially molten rocks and magmas associated with melt/solid segregation in orogenic belts // *Tectonophysics.* 2009. V. 477. P. 119–134.
- Wang Q., Jian Ping, Zhi Wei Bao et al.* Petrogenesis of adakitic porphyries in an extensional tectonic setting, Dexing, South China: implications for the genesis of porphyry copper mineralization // *J. Petrol.* 2006. V. 47. P. 119–144.

Warren R.G., Ellis D.J. Mantle underplating, granite tectonics, and metamorphic *P-T-t* paths // *Geology*. 1996. V. 24. № 7. P. 663–666.

Watson E.B., Harrison T.M. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1983. V. 64. P. 295–304.

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

Whitney D.L., Evans B.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals // *Amer. Mineral.* 2010. V. 95. P. 185–187.

Williams I.S. U-Th-Pb geochronology by ion-microprobe // Eds. M.A. McKibben, W.C. Shanks III, W.I. Ridley. *Applications of Microanalytical Techniques to Understanding Mineralizing Processes*. *Rev. Econom. Geol.* 1998. V. 7. P. 1–35.

Xiao L., Clemens J.D. Origin of potassic (C-type) adakite magmas: experimental and field constraints // *Lithos*. 2007. V. 95. № 3–4. P. 399–414.

Zhang H.X., Niu H.C., Sato H. et al. Late Paleozoic adakites and Nb-enriched basalts from northern Xinjiang, NW China: evidence for the southward subduction of the Palaeo-Asian Ocean // *The Island Arc*. 2005. V. 14. P. 55–68.

Evidence of Grenville and Valhalla Tectonic Events at the Western Margin of the Siberian Craton from Rocks of the Garevka Complex (North Yenisei Ridge)

I. I. Likhanov

Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia

The tectonic evolution of the Siberian cratonic margins offers important clues for global paleogeographic reconstructions, particularly with regard to the complex geological history of Central Asia. The Yenisey Ridge fold-and-thrust belt at the western margin of the Siberian Craton forms part of the Central Asian Orogenic Belt (CAOB) and is a key to understand the Precambrian tectonic evolution of the Siberian Craton and crustal growth in the CAOB. Understanding the tectonic evolution of the Yenisei Ridge is crucial for solving the debate related to the role of the Siberian Craton within the Rodinia supercontinent assemblies and breakup with the opening of the Paleoasian ocean. Here we report new data on the petrogenesis, tectonic settings, thermodynamic conditions, metamorphism and protolith ages for compositionally contrasting rocks of the Garevka metamorphic complex, obtained from the results of mineralogical-petrological, geochemical, and isotope-geochronological studies. Possible models and geodynamic settings for their formation are discussed. Based on the results of U-Pb dating of zircons, two new pulses of Neoproterozoic endogenous activity at the western margin of the Siberian craton were established, associated with Grenville (930–900 Ma) and (880–845 Ma) post-Grenville Valhalla (880–845 Ma) accretion-and-collision processes. These episodes of regional crustal evolution are correlated with the synchronous successions and similar style of rocks along the Arctic margin of Rodinia and supports the spatial proximity of Siberia and North Atlantic cratons (Laurentia and Baltica), which is consistent with the proposed Neoproterozoic paleogeographic reconstructions of the Rodinia configuration.

Keywords: geochemistry, thermobarometry, tectonic models and settings, U-Pb and ^{40}Ar - ^{39}Ar dating, Lu-Hf zircon isotope systematics, North Yenisei Ridge