

ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

УДК 551.251

***P-T-t* ЭВОЛЮЦИЯ МЕТАМОРФИЗМА В ЗААНГАРЬЕ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА:
ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ**

И.И. Лиханов, В.В. Ревердатто

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

Предпринято изучение двух контрастных по составу метаморфических комплексов Енисейского кряжа для выяснения особенностей их тектонотермальной эволюции и геодинамических процессов в рифейской геологической истории региона. По результатам геолого-структурных, минералого-петрологических и изотопно-геохронологических исследований были выделены два этапа в их развитии, различающиеся термодинамическими режимами и величинами метаморфических градиентов. Полиметаморфизм достаточно четко отслеживается по реакционным структурам и химической зональности минералов, конфигурации *P-T* трендов и изотопным датировкам. В тейском ореоле на первом этапе сформировались зональные метаморфические комплексы низких давлений *LP/HT* ($P = 3.9\text{—}5.1$ кбар, $T = 510\text{—}640$ °C) андалузит-силлиманитового типа с возрастом ~ 970 млн лет при типичном для орогенеза метаморфическом градиенте $dT/dH = 25\text{—}35$ °C/км. На втором этапе эти породы подверглись позднерифейскому (853—849 млн лет) коллизионному метаморфизму умеренных давлений кианит-силлиманитового типа ($P = 5.7\text{—}7.2$ кбар, $T = 660\text{—}700$ °C) с низким $dT/dH < 12$ °C/км. Синхронно с этим процессом вблизи гранитоидных плутонов проявлен контактовый метаморфизм позднерифейского (862 млн лет) возраста с высоким $dT/dH > 100$ °C/км. В пределах приенисейской региональной сдвиговой зоны наиболее глубинные блоки пород гаревского комплекса испытали на первом этапе метаморфизм повышенных давлений в условиях амфиболитовой фации в узком интервале $P = 7.1\text{—}8.7$ кбар и $T = 580\text{—}630$ °C, что соответствует их погружению в средние части континентальной коры при метаморфическом градиенте с dT/dH около 20—25 °C/км. На втором этапе эти породы подверглись позднерифейскому (900—850 млн лет) синэкзгумационному динамометаморфизму в условиях эпидот-амфиболитовой фации ($P = 3.9\text{—}4.9$ кбар, $T = 460\text{—}550$ °C) при низком градиенте с $dT/dH < 10$ °C/км с формированием комплексов blastomylonites в сдвиговых зонах. По времени все эти деформационно-метаморфические события соответствуют завершающей эпохе позднегренвилевской складчатости. Выявленные деформационно-метаморфические события в западном обрамлении Сибирского кратона подтверждают тесную пространственную связь Сибири и Лаврентии в раннем неопротерозое, что согласуется с современными палеомагнитными реконструкциями.

Метаморфизм, геотермобарометрия, U-Pb SHRIMP-II и $^{40}\text{Ar}\text{--}^{39}\text{Ar}$ геохронология, гренвилевский орогенез, Енисейский кряж, Сибирский кратон.

***P-T-t* CONSTRAINTS ON THE METAMORPHIC EVOLUTION OF THE TRANSANGARIAN YENISEI RIDGE:
GEODYNAMIC AND PETROLOGICAL IMPLICATIONS**

I.I. Likhonov and V.V. Reverdatto

Two metamorphic complexes of the Yenisei Ridge with contrasting composition are analyzed to unravel their tectonothermal evolution and geodynamic processes during the Riphean geologic history of the area. The structural, mineralogical, petrological, geochemical and geochronological data are used to distinguish two stages of the evolution with different ages, thermodynamic regimes, and metamorphic field gradients. Reaction textures, chemical zoning in minerals, shapes of the *P-T* paths, and isotope dates provide convincing evidence for a polymetamorphic history of the region. The first stage is marked by the formation of the ~ 970 Ma low-pressure zoned And-Sil rocks ($P = 3.9\text{—}5.1$ kbar, $T = 510\text{—}640$ °C) of the Teya aureole and a high metamorphic field gradient with $dT/dH = 25\text{—}35$ °C/km typical of many orogenic belts. At the second stage, these rocks experienced Late Riphean (853–849 Ma) collisional medium-pressure metamorphism of the kyanite-sillimanite type ($P = 5.7\text{—}7.2$ kbar, $T = 660\text{—}700$ °C) and a low metamorphic field gradient with $dT/dH < 12$ °C/km. This metamorphic event was almost coeval with the Late Riphean (862 Ma) contact metamorphism in the vicinity of the granitic plutons, which was accompanied by a high metamorphic field gradient with $dT/dH > 100$ °C/km. At

the first stage, the deepest blocks of the Garevka complex in the vicinity of the Yenisei regional shear zone underwent high-pressure amphibolite-facies metamorphism within a narrow range of $P = 7.1\text{--}8.7$ kbar and $T = 580\text{--}630^\circ\text{C}$, suggesting the burial of rocks to mid-crustal depths at a metamorphic field gradient with $dT/dH \sim 20\text{--}25^\circ\text{C}/\text{km}$. At the second stage, these rocks experienced the Late Riphean (900–850 Ma) syn-exhumation dynamometamorphism under epidote–amphibolite facies conditions ($P = 3.9\text{--}4.9$ kbar, $T = 460\text{--}550^\circ\text{C}$) and a low gradient with $dT/dH < 10^\circ\text{C}/\text{km}$ accompanied by the formation of blastomylonitic complexes in shear zones. All these deformation and metamorphic events identified on the western margin of the Siberian craton are correlated with the final episodes of the Late Grenville orogeny and provide supporting evidence for a close spatial connection between Siberia and Laurentia during early Neoproterozoic time, which is in good agreement with recent paleomagnetic reconstructions.

Metamorphism, geothermobarometry, SHRIMP II U–Pb and $^{40}\text{Ar}\text{--}^{39}\text{Ar}$ geochronology, Grenville orogeny, Yenisei Ridge, Siberian craton

ВВЕДЕНИЕ

Метаморфические породы присутствуют в большей части литосферы и содержат важную информацию о термодинамических параметрах петрогенезиса. Поэтому метаморфизм является одним из индикаторов эндогенных процессов, а его корреляция с магматизмом и тектоникой позволяет реконструировать последовательность глобальных событий при развитии литосферы.

Енисейский кряж, представляющий собой покровно-складчатый ороген, является одним из наиболее интересных в геодинамическом аспекте регионов Сибири. Здесь представлен полный разрез докембрия от палеопротерозоя до венда включительно. Тесная ассоциация разнообразных магматических и метаморфических комплексов свидетельствует о весьма сложном строении. Реконструкция его геологической истории 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 существующим представлениям, этот суперконтинент возник на рубеже мезо- и неопротерозоя в результате гренвильского орогенеза, причем основные коллизионные события, приведшие к появлению стабильной конфигурации Родинии, произошли между 1000 и 900 млн лет [Богданова и др., 2009]. Аналоги гренвильской эпохи известны на многих континентах под разными названиями, а сам гренвильский ороген в известной степени служит их тектонотипом. С учетом обнаруженных свидетельств заключительных этапов коллизии с возрастом до 850 млн лет в пределах отдельных литосферных блоков, в последних публикациях время гренвильской эпохи складчатости принимается в диапазоне $(1200\text{--}900) \pm 50$ млн лет [Yu et al., 2008], что соответствует времени устойчивости суперконтинента Родиния. Этот период тектонической эволюции Земли характеризуется низкой активностью в связи с перестройкой конвективных течений и плюмов в мантии [Maruyama et al., 2007]. Современные реконструкции развития Енисейского кряжа нередко базируются на представлении об отсутствии в рассматриваемом регионе значимых эндогенных событий со времени внедрения гранитоидов таракского комплекса с возрастом 1900–1750 млн лет [Ножкин и др., 2009а], прорывающих палеопротерозойские гранулитовые и амфиболитогнейсовые комплексы Ангаро-Канского литосферного блока, до неопротерозоя [Pisarevsky et al., 2008]. Согласно этим моделям [Vernikovskiy et al., 2007], Енисейский кряж образовался после 0.76 млрд лет в результате последовательной аккреции нескольких террейнов к западной окраине Сибирского кратона. При этом предполагается, что наиболее древние, по их представлению, гранитоиды тейского комплекса (880–865 млн лет) были сформированы за пределами Енисейского кряжа, в составе Центрального блока Заангарья еще до его коллизии с Сибирским кратоном. А в результате коллизии этого террейна с Сибирским кратоном образовались гранитоиды аяхтинского и глушихинского комплексов с возрастом 760–720 млн лет [Верниковский и др., 2009]. На основании этих интерпретаций был сделан вывод об отсутствии на Енисейском кряже мезопротерозойских, в том числе гренвильских, и более поздних событий, вплоть до 750 млн лет, что привело к противоречивой трактовке целого ряда ключевых вопросов геологии региона. Сомнения в достоверности такой гипотезы вызваны полным отсутствием доказательств аллохтонной природы Центрального блока, так как установлена стратиграфическая корреляция разрезов среднего и верхнего рифея Центрального и Восточного блоков [Семихатов, 1962; Хабаров, 1994; Легенда..., 2002; Хабаров, Вараксина, 2011], обоснованная не только геологическими, но и геохимическими данными. В частности, метapelиты сухопитанской и тунгусикской серий Центрального и Восточного блоков Заангарья имеют совершенно одинаковые радиогеохимические характеристики: повышенные содержания Th и K и низкие Sr/Th отношения [Ножкин и др., 2009б]. Этому также противоречит и зональность коллизионного метаморфизма с повышением давления в другом направлении, обоснованная надвигами на Центральный блок пород со стороны Сибирского кратона [Likhonov et al., 2004; Лиханов и др., 2006, 2009, 2011], что подтвердилось резуль-

татами исследований природы и возраста источников сноса [Likhanov, Reverdatto, 2007, 2008; Ножкин и др., 2008; Маслов и др., 2008; Лиханов и др., 2008а; Лиханов, Ревердатто, 2011]. В последнее время было показано, что протяженный гренвильский ороген, проявленный на западной окраине Сибирского кратона, мог развиваться в интервале около 1050—850 млн лет [Ножкин и др., 2011], что согласуется с представлениями о максимуме эндогенной активности в позднем протерозое после главного минимума 1.7—1.1 млн лет [Добрецов, 2010]. Позднее это было подтверждено изотопно-геохронологическими (U-Pb SHRIMP-II и ^{40}Ar - ^{39}Ar) U-Th-Pb датировками, отвечающими среднемезопротерозойскому гранитоидному магматизму [Попов и др., 2010; Лиханов и др., 2012а, 2013а] и гренвильским событиям [Лиханов и др., 2011, 2012, 2013а] на западной окраине Сибирского кратона. Полученные сведения о проявлении мезопротерозойских событий не только открывают перспективы для разрешения противоречий между альтернативными взглядами на геодинамическую природу Енисейского кряжа, но и являются основой для разработки согласованной геодинамической модели его образования и эволюции в позднем докембрии.

Ранее нами была выявлена особая роль комплексов бластомилонитов в эволюции литосферы этого региона, значение которых для реконструкции истории подвижных поясов сильно недооценено [Федоровский, Скляр, 2011]. В настоящей работе авторы предполагают восполнить этот пробел — на основе структурно-геологической, петрологической и изотопно-геохронологической информации провести реконструкцию *P-T* эволюции пород двух комплексов Енисейского кряжа, различающихся химическим составом толщ и стилем метаморфизма, но сформированных в результате похожих тектонических событий.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЯ

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. 1, врезка). Геофизические данные свидетельствуют о вертикальном утолщении и транспрессионной обстановке; ширина складчатой области Енисейского кряжа на глубине более 10 км вдвое уменьшается, что придает ему грибовидную форму. Глубина залегания поверхности Мохоровичича 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. В строении Енисейского кряжа выделяются два крупных сегмента — Южно-Енисейский и Заангарский, разделенные субширотным Нижнеангарским региональным разломом (см. рис. 1, врезка). К югу от этого разлома выделяются два структурных элемента — палеопротерозойский кратонный Ангаро-Канский блок и неопротерозойский островодужный Предивинский террейн. К северу от Нижнеангарского разлома, в заангарской части, Енисейский кряж сложен палеопротерозойскими и мезопротерозойскими породами, составляющими Восточный и Центральный блоки и Исаковский (западный) островодужный террейн [Ножкин и др., 2011]. Все тектонические блоки и пластины разделены крупными региональными разломами — системами дизъюнктивов преимущественно северо-западного простирания с субвертикальным падением [Хераскова и др., 2009]. Эти глубинные разломы часто сопровождаются оперяющими структурами более высокого порядка, вблизи которых происходит коллизия более мелких блоков с образованием надвигов [Егоров, 2004]. Последнее вызывает неоднородный по давлению региональный метаморфизм, выраженный сочетанием двух фациальных серий низких и умеренных давлений [Лиханов, Ревердатто, 2002; Лиханов и др., 2008б].

Нами были изучены породы двух комплексов — тейского полиметаморфического (ТПМК) и гаревского (ГМК), приуроченных к линейным зонам смятия вдоль Татарско-Ишимбинской и Приенисейской систем разломов соответственно. В разрезе покровно-надвиговых структур Центрального блока наиболее древним является ГМК, в его составе выделены немтихинская и малогаревская метаморфические толщи [Качевский и др., 1994]. В западной части Центрального блока он надстраивается ТПМК, что выражается в перекрытии малогаревской толщи стратиграфически вышезалегающей свитой хр. Карпинского тейской серии нижнего протерозоя. В тектоническом отношении район ТПМК в основном располагается в пределах осевой части Центрального блока, складчатая структура которого осложнена сериями дизъюнктивов северо-западного простирания, а также — надвигами, преимущественно субмеридианального направления [Лиханов и др., 2001]. ГМК располагается в пределах Приенисейской региональной сдвиговой зоны (ПРСЗ) — крупной линеamentной структуры региона, разделяющей Центральный кратонный блок и Исаковский островодужный террейн. Эта зона тяготеет к правобережной части Енисея и протягивается вдоль западной окраины кряжа не менее чем на 200 км при ширине от 50 до 70 км [Ножкин и др., 2013].

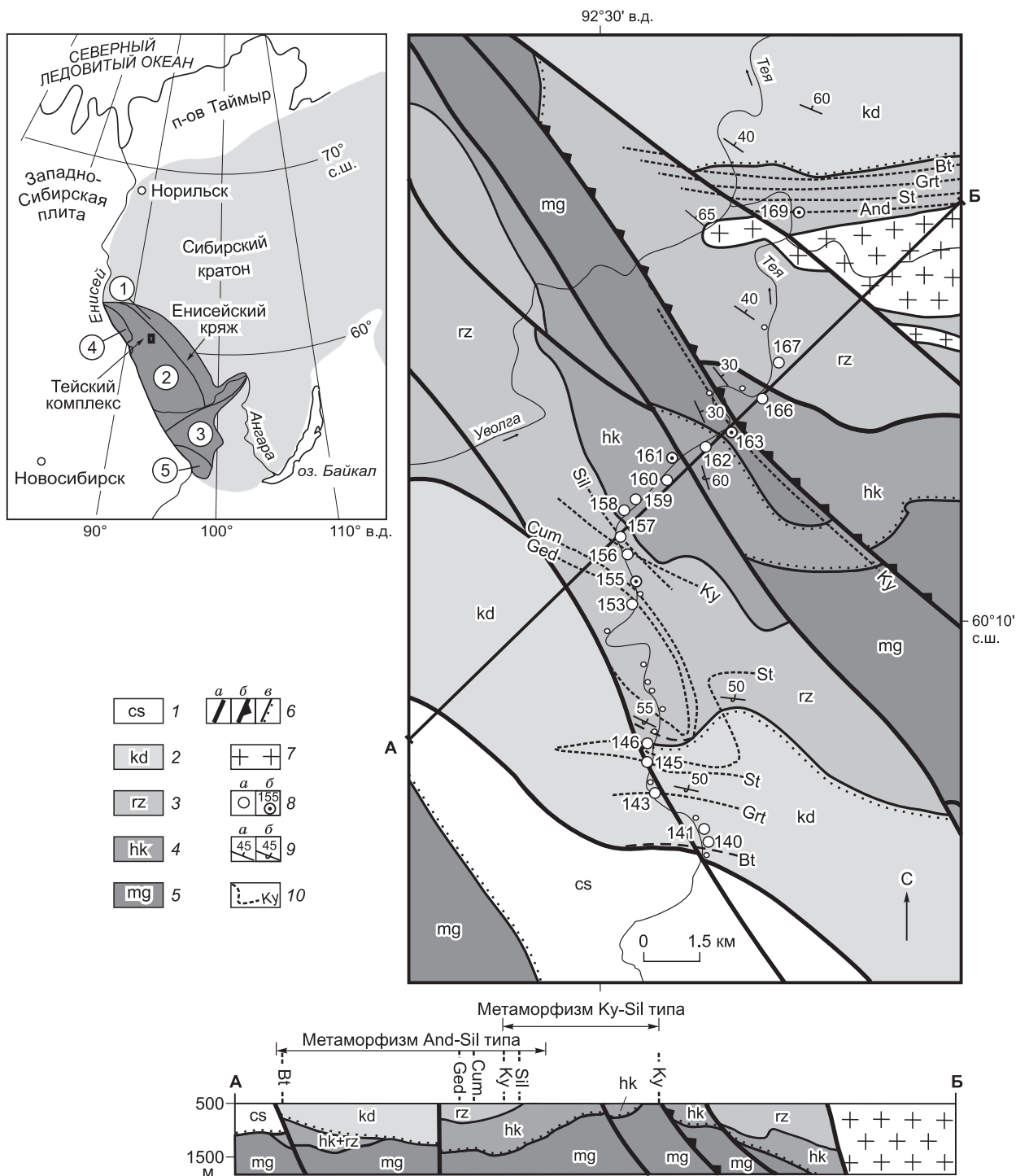


Рис. 1. Схематическая карта тейского полиметаморфического комплекса в среднем течении р. Тей и разрез по линии А—Б.

На врезке — здесь и на рис. 2 показано положение Енисейского кряжа (в увеличенном м-бе 2:1) в западной части Сибирского кратона и тектонических блоков (1—5): 1 — Восточный (Приплатформенный) и 2 — Центральный Заангарского сегмента; 3 — Южно-Енисейский (Ангаро-Канский) сегмент, 4 — Исаковский и 5 — Предивинский террейны.

1 — песчаники и алевролиты чингасакской серии (R_3); 2 — филлиты углеродистые и двуслодные с гранатом и ставролитом, кристаллические сланцы кординской свиты (R_1); 3 — биотит-амфиболовые кристаллические сланцы и мраморы рязановской свиты (PR_1); 4 — кристаллические сланцы с полиморфами Al_2SiO_5 хр. Карпинского (PR_1); 5 — гнейсы, кристаллические сланцы, прослои амфиболитов, метакarbonатных пород и кварцитов малогаревской толщи (PR_1); 6 — разломы (а), надвиги (б), несогласные залежания (в); 7 — граниты Каламинского массива; 8 — точки отбора образцов на геотермобарометрические (а) и геохронологические (б) исследования; 9 — элементы залежания пород: прямое (а) и опрокинутое (б); 10 — изограды появления индекс-минералов.

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

ТПМК расположен в среднем течении р. Тея в междуречье Курепы и Уволги к северу от Тейского гранитоидного массива (см. рис. 1). В геологическом строении района принимают участие нижне- и среднепротерозойские метакarbonатно-терригенные породы тейской и сухопитской серий, прорываемые гранитоидами Каламинского массива. Вблизи этих интрузивов образуются термальные ореолы, их ширина достигает 1 км [Лиханов, 2003]. С юго-запада на северо-восток выделяются четыре зоны регионального метаморфизма, разделенные изоградами (см. рис. 1). В этом направлении имеет место увеличение степени метаморфизма и наблюдается следующая смена предельных минеральных ассоциаций (в скобках — название зоны, символы минералов приняты по [Whitney, Evans, 2010]: 1) $Bt + Ms + Chl + Qz + Pl$ (Bt зона); 2) $Grt + Bt + Ms + Chl + Qz + Pl$ (Grt зона); 3) $St + Grt + Bt + Ms + Chl + Qz + Pl + Crd \pm And$ (St-And зона) и 4) $Sil + St + Grt + Bt + Ms + Qz + Pl \pm And \pm Crd$ (Sil-St зона). В пределах St-And зоны в малоглиноземистых недосыщенных K_2O метатерригенных породах рязановской свиты устойчивы Ged и Cum в ассоциации с Grt и редким Crd . Метапелиты регионального метаморфизма представляют собой мелко- и среднезернистые породы с лепидогранобластовой $Ms-Chl-Bt-Qz-Pl$ основной массой и порфиробластами Grt, St, And и Sil .

В целом региональный метаморфизм в изученном районе характеризуется симметричной зональностью в структуре Тейской антиклинали и отличается ростом степени метаморфизма от Bt до Sil зон по направлению к центру. По характеру метаморфической зональности прогрессивный метаморфизм изученных пород относится к сравнительно малоглубинному *LP/HT* And-Sil типу, промежуточному между пиренейским и мичиганским типами зональности, по классификации А. Хитанен [Hietanen, 1967]. Его *P-T* условия соответствуют переходу от фации зеленых сланцев до границы между эпидот-амфиболитовой и амфиболитовыми фациями [Добрецов и др., 1972].

С приближением к надвигу породы St-And и Sil зон испытывают наложенный метаморфизм. Этот переход фиксируется по одновременному появлению в регионально-метаморфических породах Ky и фибrolита (изограда кианита) с развитием предельной ассоциации $Ky + St + Grt + Ms + Bt + Qz + Pl + Sil$ с реликтами And . Область распространения этих пород кианит-ставролитовой субфации фации кианитовых сланцев [Добрецов и др., 1974] ограничена разломом СЗ простирания и не превышает в ширину 4—5 км, что наряду с секущим характером новых изоград свидетельствует о локальном характере наложенного метаморфизма (см. рис. 1). Вблизи надвига он сопровождался формированием бластомилонитов, различающихся соотношением реликтовых и новообразованных минералов и степенью деформации пород. Бластомилонитам внешней зоны свойственна частичная резорбция порфиробластов And , локально замещающихся по периферии $Ky-St-Bt$ агрегатом. Квадратные и призматические поперечные сечения катаклазированных зерен андалузита приобретают овальную форму с одновременным появлением фибrolита. Внутренняя зона отличается полной перекристаллизацией с отсутствием реликтов And , а Ky становится преобладающим полиморфом Al_2SiO_5 с подчиненным количеством Sil . Псевдоморфозы ромбовидного облика вблизи надвига превращаются в линзы, ориентированные длинной осью вдоль сланцеватости; в основной массе развиты структуры типа «теней давления» из перекристаллизованного кварца. Grt во внутренней зоне часто имеет форму сплюснутых дисковидных порфиробластов, свидетельствующих о росте в условиях стресса [Passchier, Trouw, 1996]. На интенсивную деформацию указывают также линзовидно-узловатая текстура пород, жилы смятого в складки гранулированного кварца и уменьшение зернистости минералов. Появление Ky и деформационные структуры свидетельствуют о том, что наложенный метаморфизм проходил при сжатии в обстановке повышенного давления и может быть отнесен к $Ky-Sil$ типу (зональность типа Барроу) [Добрецов и др., 1974].

В пределах ГМК были изучены участки в нижнем—среднем течении р. Гаревка и в обнажениях правобережья р. Енисей (рис. 2). В его строении принимают участие биотитовые плагиогнейсы немтихинской толщи, которые выше по разрезу сменяются порфиробластическими плагиогнейсами и гранатдвуслюдянными кристаллическими сланцами с широким развитием пегматитов и продуктов ультраметаморфизма (мигматитов) и подчиненным количеством амфиболитов и метатерригенно-карбонатных пород (кварцитов, кальцифиров, мраморов). В приразломных зонах деформаций по Bt плагиогнейсам немтихинской толщи и порфиробластическим плагиогнейсам малогаревской толщи развиты комплексы бластомилонитов. Наибольшим распространением пользуются порфиробластические плагиогнейсы — интенсивно бластомилонитизированные породы с отчетливо выраженной крупнозернистой порфиробластовой структурой и линзовидно-пятнистой текстурой за счет ориентированных в плоскости рассланцевания кристаллов Or . В них четко фиксируются следы пластических деформаций; матрице представлен перекристаллизованным $Pl-Qz-Bt-Ms$ агрегатом с малыми содержаниями Grt, Ilm и акцессорных минералов: Ap, Tur, Zrn и ортита. В толще этих пород встречаются участки с сохранившимися реликтовыми текстурами мигматитов, имеющие постепенные переходы с вмещающими породами. Мигматиты характеризуются обилием жильного лейкократового материала, а также рассеянными глобулами (типа небулитов) среди более меланократового субстрата. $Grt-Bt-Ms$ кристаллические сланцы с

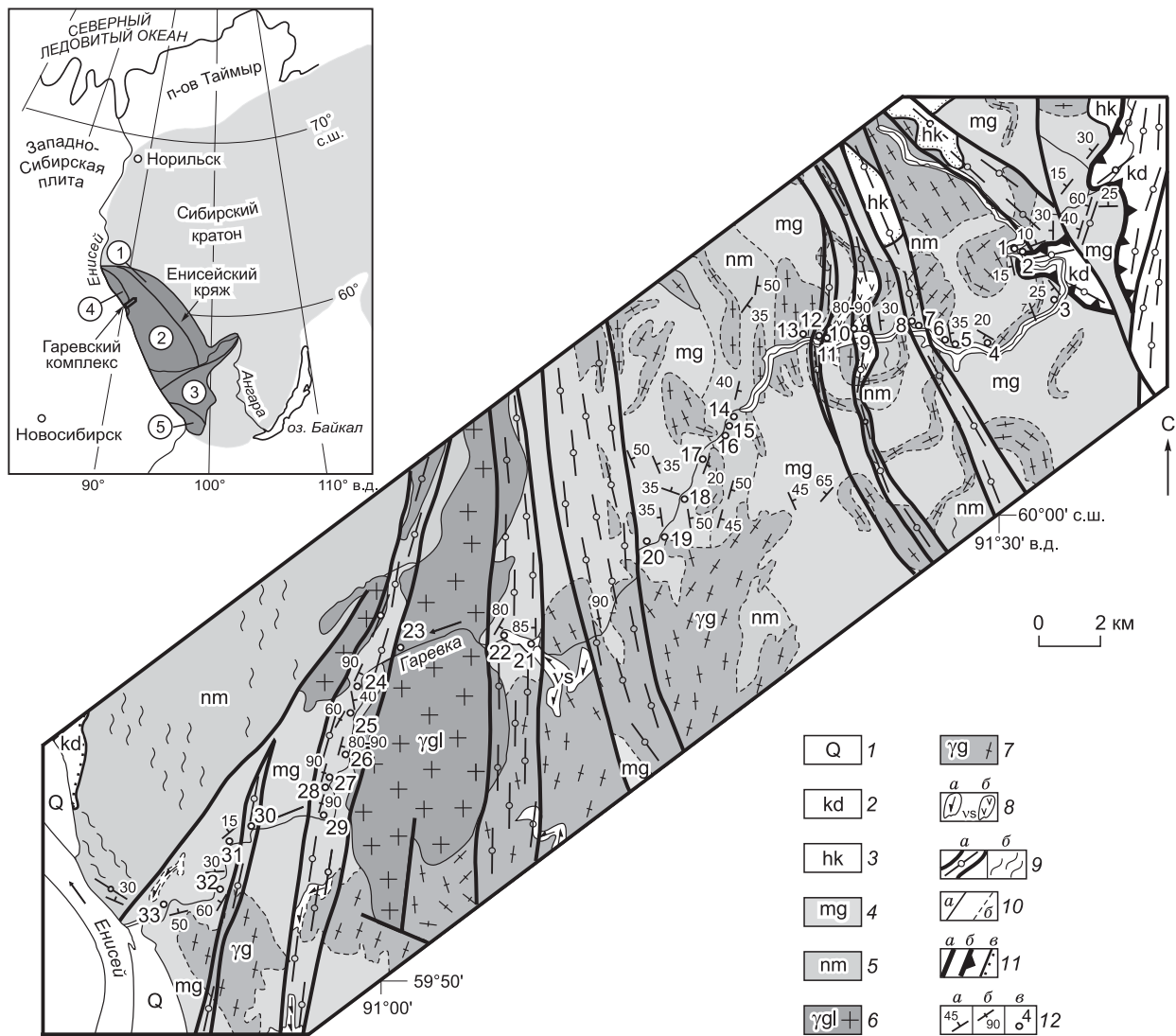


Рис. 2. Схема геологического строения гаревского метаморфического комплекса в бассейне нижнего—среднего течения р. Гаревка.

1 — аллювий; 2, 3 — ТПКМ: 2 — кристаллические сланцы кординской свиты, 3 — глиноземистые кристаллические сланцы свиты хр. Карпинского; 4, 5 — ГКМ: 4 — порфиробластические плагиогнейсы, гнейсограниты К-серии, кристаллические сланцы, прослои амфиболитов, мигматитов, метакarbonатных пород, кварцитов малогаревской толщи; 5 — плагиогнейсы Na-серии, амфиболиты, мигматиты немтихинской толщи; 6 — граниты глушихинского комплекса; 7 — биотит-амфиболовые гранитогнейсы; 8 — ортоамфиболиты метапикрит-метабазальтового шумихинского комплекса (а), микроклин-цоизитовые ортоамфиболиты (б); 9 — комплексы тектонитов РПСЗ, нерасчлененные: катаклазиты и милониты, D_1 - и D_2 -бластомилониты (а); мигматиты, мигматизированные породы (б); 10 — геологические границы: между разновозрастными геологическими образованиями и между разнофациальными образованиями с резким переходом (а), между разнофациальными образованиями с постепенным переходом (б); 11 — крутопадающие разломы (а), надвиги (б), несогласные залегания (в); 12 — элементы залегания кристаллизационной сланцеватости: наклонной (а) и вертикальной метаморфической полосчатости и гнейсовидности (б); места отбора проб и их номера (в).

зональными зернами Grt, деформированными в плоскости кристаллизационной сланцеватости, проявлены локально. Для них типична субвертикальная сланцеватость и метаморфическая полосчатость, обусловленные Vt-Ms скоплениями. Vt-Amp гранитогнейсы образуют складчатые тела среди порфиробластических плагиогнейсов малогаревской толщи. В районе исследования они представлены крупнозернистыми гнейсовидными гранитоидами преимущественно Qz-Pl-Vt-Ms состава с порфиробластами незонального граната. Vt плагиогнейсы немтихинской толщи слагают пластовые тела с субгоризонтальным и слабонаклонным залеганием и представляют собой мелкозернистые породы лепидогранобластовой структуры существенно Vt-Pl-Qz состава с примесью минералов группы Ep. Среди мигматизированных

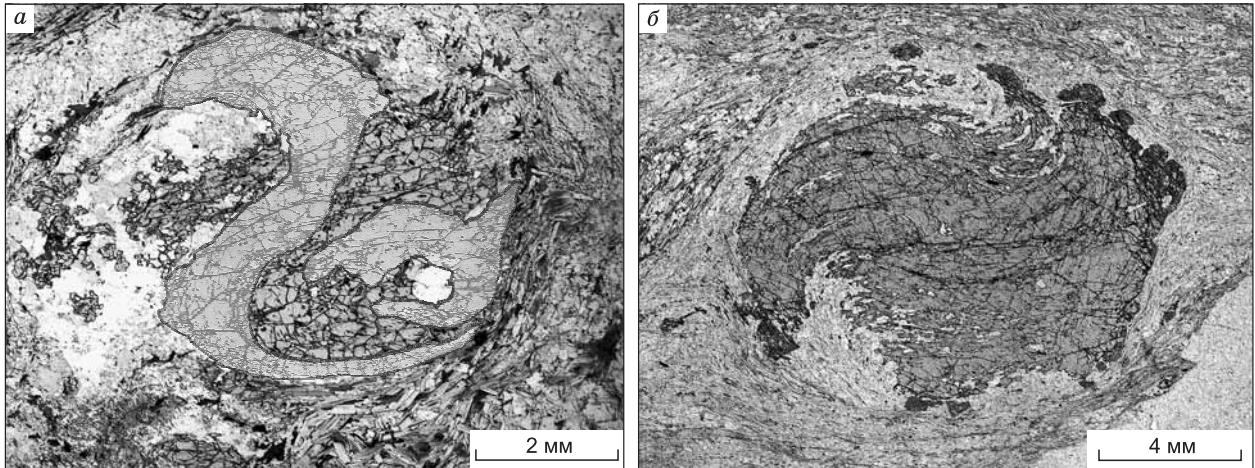


Рис. 3. Микрофотографии шлифов с S-образными и деформированными зернами граната со структурой «снежного кома» в бластомилонитах ГМК (а) и ТПМК (б).

Никели параллельны.

гнейсов с порфиробластами микроклинизированного Ог встречаются мелкие будинированные массивы и маломощные тела метаморфизованных Vt рапакивиподобных гранитов [Лиханов и др., 2012в]. В них сохраняются первичный минеральный состав, мегакристаллы карлсбадских двойников Ог, маргинационная структура, крупноовоидная и слабопроявленная плоскопараллельная текстуры исходных магматических пород. Наличие в гранитоидах кайм олигоклаза шириной 2—3 мм, обрамляющих овоидные мегакристы ортоклаза, в ассоциации с Mc-Zo ортоамфиболитами — метаморфизованными аналогами мафических пород (монцодиоритов), типичны для гранитов рапакиви [Ларин, 2009].

Главной структурной особенностью строения толщ ГМК является формирование комплексов тектонитов, образованных в условиях стесненного множественного сдвига в зонах сдвиговых деформаций. D_1 -бластомилонитам свойственно пологое залегание пластов пород от субгоризонтального до слабонаклонного (максимальные углы падения до 25—30°) вдали от разломов (см. рис. 2). Их минеральный состав представлен низкотемпературной Chl + Ab + Mc + Ms + Ep + Str + Spn ассоциацией, образованной в условиях, эквивалентных хлоритовой субфации фации зеленых сланцев. В зонах сдвиговых деформаций СЗ простирания в породах отмечены вертикальные и субвертикальные падения кристаллизационной синтетектонической сланцеватости и полосчатости и проявление согласных зон D_2 -бластомилонитов, содержащих деформированные синтетектонические порфиробласты Grt и Mc в Pl-Vt-Ms-Qz-Ep матриксе. Крутопадающие зоны прослеживаются на десятки километров при ширине от сотен метров до первых километров и сопровождаются жилами пегматитов, поздней микроклинизацией и окварцеванием. Такие геолого-структурные признаки тектонитов, возможно, отражают различные стадии деформаций [Козлов и др., 2012].

Общими признаками бластомилонитовых комплексов в ГМК и ТПМК являются линейная деформационная гнейсовидность, наличие упорядоченных структур пластического течения, растяжение и разрыв складок течения с кулисообразной морфологией, полосы излома в слюдах, «тени давления» перекристаллизованного кварца, S-образные и сильнодеформированные зерна граната со структурами «снежного кома» (рис. 3), разрывы минеральных зерен со смещением и формированием «лоскутных» полосок, параллельное распределение мелкозернистых линзообразных минеральных агрегатов, а также рассланцевание, катаклаз и будинаж. В бластомилонитовых комплексах фиксируются лево- и правосторонние сдвиги, с некоторым преобладанием вторых над первыми в соотношении 40 % к 60 % (направление перемещения породных масс в тектонитах установлены по анализу структур изгиба и вращения порфирокластов и порфиробластов). Тела бластомилонитов ограничиваются поверхностями срыва и притирания по латерали и фестончатыми ограничениями по простиранию. Установленные структурно-геологические особенности подобны тектонитам других региональных сдвиговых зон [Зиновьев, Чиков, 2010].

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ПРИРОДА ПРОТОЛИТОВ

Содержания главных и редких элементов определялись с помощью рентгеновского спектрометра VRA-20R (Carl Zeiss, Jena) и высокочувствительного масс-спектрометра высокого разрешения с индук-

тивно связанной плазмой (ICP-MS анализатор Element, Finigan Mat) в АЦ ИГМ СО РАН, г. Новосибирск (аналитики Л.Д. Холодова, И.В. Николаева) по методикам, описанным ранее [Likhanov, Reverdatto, 2008]. Петрохимические данные для метапелитов тейской и сухопитской серий показывают следующие вариации составов (мас. %): $\text{SiO}_2 = 58.62\text{—}61.12$, $\text{CaO} = 0.23\text{—}0.96$, $\text{Na}_2\text{O} = 0.24\text{—}0.82$ и $\text{K}_2\text{O} = 2.28\text{—}3.56$ [Лиханов и др., 2008а]. Различия в количествах этих оксидов могут быть объяснены первичной химической неоднородностью пород, выраженной в разных содержаниях кварца, слюд и плагиоклаза [Лиханов и др., 1999]. На петрохимической диаграмме [Symmes, Ferry, 1992] эти породы относятся к железистым ($X_{\text{Fe}} = \text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO}) = 0.65\text{—}0.75$ на мольной основе) и глиноземистым разновидностям ($X_{\text{Al}} = (\text{Al}_2\text{O}_3 - 3\text{K}_2\text{O})/(\text{Al}_2\text{O}_3 - 3\text{K}_2\text{O} + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO}) = 0.35\text{—}0.55$) по сравнению со средними составами типичных метапелитов, характеризующихся более низкими величинами $X_{\text{Fe}} = 0.52$ и $X_{\text{Al}} = 0.13$. В целом эти породы классифицируются как низкокальциевые и умеренно насыщенные K_2O метапелиты, одновременно обогащенные железом (Fe_2O_3 до 10.3 мас. %) и глиноземом (Al_2O_3 до 24.7 мас. %) [Likhanov, 1988а]. Реконструкциями состава протолита железисто-глиноземистых метапелитов пород ТПМК было установлено, что они представляют собой переотложенные и метаморфизованные продукты докембрийских кор выветривания каолинового типа [Likhanov, 1988b; Likhanov, Reverdatto, 2008]. Образование протолита этих пород происходило за счет размыва нижнепротерозойских гранитогнейсов Сибирского кратона с возрастными в диапазоне 1962—2043 млн лет (U-Pb по цирконам) [Лиханов, Reverdatto, 2011].

Петрохимические данные для кислых пород в ГМК показывают следующие вариации составов (мас. %): $\text{SiO}_2 = 62.22\text{—}74.16$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 1.17\text{—}8.20$, $\text{MgO} = 0.10\text{—}3.34$, $\text{CaO} = 0.47\text{—}2.99$ при умеренном содержании суммы щелочей ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 5.79\text{—}8.80$) и относительно высокой железистости ($\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) = 0.7\text{—}0.9$), где $\text{FeO}^* = 0.9\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$. По петрохимической классификации [Frost et al., 2001], основные разновидности этих пород соответствуют гранитам и гранодиоритам; рапакивиподобные граниты являются наиболее железистыми (0.91—0.95) по сравнению с остальными гранитоидами (0.66—0.87). В целом же гранитоиды ГМК представляют собой пер- и высокоглиноземистые высококальциевые породы преимущественно щелочно-известковой серии [Лиханов и др., 2012в]. Геохимическая специфика гранитов рапакиви, обогащенных относительно других минеральных ассоциаций K_2O , FeO, Y, Th, U, Zr, Hf, Nb, Ta и REE, свойственна анорогенным гранитам А-типа внутриплитных обстановок, отличающихся кристаллизацией из высокотемпературных, обедненных водой расплавов, в восстановительных условиях. Формирование основного объема изверженных пород ГМК, варьирующих по составу от гранитов А-типа до S-гранитов, осуществлялось за счет плавления смешанных источников вещества мантийного и корового происхождения. В качестве потенциального протолита для наименее окисленных пород в ГМК предполагаются продукты плавления позднеархейско-раннепротерозойских пород континентальной коры кварц-полевошпатового состава, субстратом для которых могли служить комплексы глиноземистых гнейсов канской и енисейской серий Енисейского кряжа [Лиханов и др., 2012в; Лиханов, Reverdatto, 2014].

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ

Химический состав минеральных фаз установлен с помощью рентгеноспектрального микроанализатора Jeol JXA-8100 в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). Присутствие графита и ильменита в породах означает, что окислительный потенциал был низок и содержание Fe^{3+} в структурных формулах железосодержащих фаз незначительно [Likhanov et al., 1994]. В соответствии с этим уточнением вычислялась минеральная стехиометрия. Для зерен граната, краевые части которого часто подвергаются диффузионному обмену элементов на поздних этапах остывания пород [Kohn et al., 1992], приведены составы внутренних участков кайм. Аналитические данные, использованные для геотермобарометрических определений, показаны в табл. 1, 2.

В метапелитах ТПМК компонентный состав большинства гранатов варьирует в широком диапазоне: от Alm_{69} до Alm_{85} , от Prp_5 до Prp_{14} , от Grs_5 до Grs_{10} , от Sps_1 до Sps_{14} с незначительным изменением железистости ($X_{\text{Fe}} = 0.85\text{—}0.92$). Прогрессивный характер зональности с уменьшением спессартинового компонента от Sps_{14} до Sps_6 и с резким ростом гроссулярового компонента в краевых частях зерен от $\text{Grs}_{4.9}$ (1.74 мас. % CaO) до $\text{Grs}_{10.3}$ (3.63 мас. % CaO) свидетельствует о наложении позднего более высокотемпературного этапа метаморфизма (рис. 4, а—з). Состав плагиоклаза варьирует в широком диапазоне от олигоклаза $X_{\text{An}} = 0.17$ в Grt зоне LP/HT метаморфизма до лабрадора $X_{\text{An}} = 0.68$ в малоглиноземистых породах рязановской свиты. Железистость кордиерита ($X_{\text{Fe}} = 0.17$) в этих породах значительно ниже, чем в сосуществующих с ним жедритах ($X_{\text{Fe}} = 0.40\text{—}0.32$) и куммингтонитах ($X_{\text{Fe}} = 0.39\text{—}0.43$). Здесь также обнаружены наименее железистые биотиты ($X_{\text{Fe}} = 0.32$) в сравнении с Bt из других участков разреза ($X_{\text{Fe}} = 0.47\text{—}0.66$). В метапелитах Ky-Sil типа плагиоклаз обнаруживает зональность с менее анортитовым ядром ($X_{\text{An}} = 0.33\text{—}0.37$) по сравнению с каймой ($X_{\text{An}} = 0.53\text{—}0.55$). Для мусковитов типичны слабые вариации содержания селадонитового компонента ($(\text{Mg} + \text{Fe})/(\text{Mg} + \text{Fe} + \text{Al}^{\text{VI}}) = 0.05\text{—}0.10$) и

Таблица 1. Химический состав (мас. %) и структурные формулы минералов метapelитов ТПМК

Компонент	Гранат															
	143	146	153	155	156	157	158	159	160	161	162	162c	163	163c	166	167
SiO ₂	36.81	37.06	37.68	36.59	36.30	36.92	37.35	37.14	36.65	37.31	37.38	37.03	36.80	36.81	35.78	36.58
TiO ₂	0.09	0.03	0.01	0.02	0.02	0.02	0.00	0.02	0.01	0.02	0.04	0.01	0.04	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	20.19	21.09	21.94	20.73	20.82	20.93	21.26	21.21	20.70	21.31	20.95	20.75	20.59	20.78	20.00	20.72
FeO	38.23	34.75	30.74	37.61	37.36	37.63	34.27	31.91	37.60	34.46	33.10	30.88	31.80	31.84	37.12	37.32
MnO	2.14	1.26	0.75	0.39	0.65	0.57	2.17	4.49	0.54	1.60	2.68	6.07	3.25	5.58	0.60	0.55
MgO	1.92	3.56	6.07	2.26	2.16	2.18	3.45	2.86	2.29	3.54	3.06	3.04	3.05	3.29	2.57	2.32
CaO	0.85	2.34	2.57	2.06	1.97	2.01	2.08	2.88	2.13	2.19	3.25	2.05	3.63	1.74	1.93	2.00
Сумма	100.3	100.2	99.79	99.76	99.34	100.3	100.6	100.5	100.0	100.4	100.5	99.90	99.22	100.0	98.12	99.59
								12(O)								
Si	3.007	2.974	2.968	2.981	2.971	2.988	2.983	2.977	2.980	2.982	2.991	2.992	2.986	2.974	2.972	2.983
Ti	0.005	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.003	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000
Al	1.941	1.995	2.037	1.990	2.008	1.996	2.001	2.004	1.983	2.007	1.976	1.976	1.969	1.979	1.958	1.991
Fe	2.608	2.333	2.025	2.562	2.557	2.547	2.289	2.139	2.557	2.303	2.215	2.087	2.158	2.151	2.578	2.545
Mn	0.148	0.086	0.050	0.027	0.045	0.039	0.147	0.305	0.037	0.108	0.182	0.415	0.223	0.382	0.042	0.038
Mg	0.234	0.426	0.713	0.274	0.263	0.263	0.411	0.342	0.277	0.422	0.365	0.366	0.368	0.396	0.318	0.282
Ca	0.075	0.202	0.217	0.179	0.172	0.174	0.178	0.247	0.186	0.188	0.279	0.178	0.316	0.150	0.172	0.175
X _{AlIn}	0.851	0.766	0.674	0.842	0.842	0.843	0.757	0.705	0.836	0.762	0.728	0.685	0.704	0.699	0.829	0.837
X _{Prp}	0.048	0.140	0.237	0.090	0.087	0.087	0.136	0.113	0.091	0.140	0.120	0.120	0.120	0.129	0.102	0.093
X _{Grs}	0.077	0.066	0.072	0.059	0.057	0.058	0.059	0.081	0.061	0.062	0.092	0.058	0.103	0.049	0.055	0.058
X _{Sps}	0.024	0.028	0.017	0.009	0.015	0.013	0.049	0.101	0.012	0.036	0.060	0.136	0.073	0.124	0.014	0.013
X _{Fe}	0.918	0.846	0.740	0.903	0.907	0.906	0.848	0.862	0.902	0.845	0.859	0.851	0.854	0.845	0.890	0.900
Компонент	Плагиоклаз															
	143	146	153	155	156	157	158	159	160	161	162	162c	163	163c	166	167
SiO ₂	66.09	56.16	50.68	57.18	56.81	57.11	56.78	53.83	57.65	56.41	53.95	57.70	54.97	59.68	58.69	57.84
Al ₂ O ₃	22.15	28.46	31.68	26.48	27.56	26.80	27.89	29.38	25.80	27.80	29.48	26.18	29.18	24.80	25.49	26.07
FeO	0.03	0.06	0.05	0.16	0.05	0.07	0.04	0.08	0.08	0.02	0.06	0.06	0.01	0.10	0.08	0.07
CaO	3.22	10.44	14.55	8.71	9.73	9.00	10.00	11.90	8.36	9.86	11.84	8.05	11.33	7.26	7.64	8.02
Na ₂ O	8.95	6.28	3.80	7.05	6.75	6.94	6.43	5.30	7.23	6.77	5.45	7.45	5.54	7.97	7.71	7.52
K ₂ O	0.07	0.03	0.03	0.15	0.11	0.10	0.10	0.01	0.06	0.11	0.02	0.13	0.02	0.05	0.09	0.12
Сумма	100.6	101.5	100.7	99.8	101.0	100.0	101.2	100.5	99.21	100.9	100.9	99.58	101.0	99.87	99.72	99.70
								8(O)								
Si	2.88	2.50	2.30	2.58	2.53	2.57	2.52	2.43	2.61	2.52	2.42	2.60	2.46	2.67	2.64	2.60
Al	1.14	1.49	1.69	1.41	1.45	1.42	1.46	1.56	1.38	1.46	1.56	1.39	1.54	1.31	1.35	1.38

Компонент	Плагиоклас																		
	143	146	153	155	156	157	158	159	160	161	162	162с	163	163с	166	167			
Fe	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			
Ca	0.15	0.50	0.71	0.42	0.46	0.43	0.47	0.57	0.40	0.47	0.57	0.39	0.54	0.35	0.37	0.39			
Na	0.76	0.54	0.33	0.62	0.58	0.60	0.56	0.46	0.63	0.59	0.47	0.65	0.48	0.69	0.67	0.66			
K	0.004	0.002	0.002	0.009	0.006	0.006	0.006	0.001	0.004	0.006	0.001	0.007	0.001	0.003	0.005	0.007			
X_{An}	0.17	0.48	0.68	0.40	0.44	0.42	0.45	0.55	0.39	0.45	0.55	0.37	0.53	0.33	0.35	0.37			
Компо- нент	Биотит																		
	140	141	143	145	146	153	155	156	157	158	159	160	161	162	162с	163	163с	166	167
SiO ₂	35.17	35.34	34.38	34.95	35.71	37.51	34.15	33.99	34.61	34.62	36.06	34.13	35.62	35.20	34.62	35.49	35.47	33.75	33.78
TiO ₂	1.27	2.71	1.69	2.41	1.92	1.41	2.75	1.80	1.44	3.15	2.54	1.80	2.70	2.57	3.13	2.57	2.97	1.38	2.66
Al ₂ O ₃	20.24	19.64	19.63	19.29	18.81	18.53	19.51	19.55	20.06	18.03	19.92	19.19	19.11	19.61	18.01	19.15	19.78	19.47	19.28
FeO	18.51	17.85	23.89	20.58	17.56	12.90	21.73	23.66	23.51	18.59	18.55	24.43	18.99	18.96	18.58	19.28	19.16	20.83	21.00
MnO	0.45	0.21	0.00	0.31	0.03	0.02	0.40	0.00	0.00	0.09	0.36	0.01	0.06	0.38	0.08	0.06	0.14	0.09	0.41
MgO	8.99	9.17	6.84	7.48	11.30	15.04	7.57	6.78	6.95	8.90	8.19	6.92	9.17	8.10	8.88	8.76	9.79	8.24	7.85
CaO	0.05	0.04	0.00	0.14	0.05	0.04	0.02	0.01	0.05	0.01	0.01	0.00	0.02	0.09	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
Na ₂ O	0.16	0.22	0.35	0.15	0.42	0.62	0.13	0.26	0.29	0.14	0.16	0.29	0.10	0.17	0.14	0.09	0.37	0.20	0.12
K ₂ O	8.72	8.75	8.53	8.26	8.66	8.93	8.84	8.33	8.16	9.48	9.00	8.31	9.32	8.66	9.48	9.34	9.01	8.25	9.02
Сумма	93.62	93.96	95.30	93.59	94.48	95.01	95.12	94.38	95.06	92.95	94.82	95.11	95.06	93.79	92.97	94.71	95.96	92.23	94.13
Si	2.70	2.70	2.66	2.71	2.71	2.76	2.64	2.66	2.67	2.71	2.73	2.66	2.71	2.71	2.70	2.71	2.64	2.66	2.63
Ti	0.07	0.16	0.10	0.14	0.11	0.08	0.16	0.11	0.08	0.19	0.15	0.11	0.15	0.15	0.19	0.15	0.17	0.08	0.16
Al ^{IV}	1.30	1.30	1.34	1.29	1.29	1.24	1.36	1.34	1.33	1.30	1.27	1.34	1.29	1.29	1.30	1.29	1.36	1.34	1.37
Al ^{VI}	0.53	0.47	0.45	0.47	0.39	0.37	0.42	0.46	0.50	0.36	0.51	0.42	0.42	0.49	0.36	0.43	0.38	0.47	0.40
Fe	1.19	1.14	1.55	1.34	1.11	0.79	1.40	1.55	1.52	1.19	1.18	1.59	1.21	1.22	1.19	1.23	1.19	1.39	1.37
Mn	0.03	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.01	0.01	0.03
Mg	1.03	1.04	0.79	0.87	1.28	1.65	0.87	0.79	0.80	1.03	0.93	0.80	1.04	0.93	1.03	1.00	1.09	0.97	0.91
Na	0.02	0.03	0.05	0.02	0.06	0.09	0.02	0.04	0.05	0.02	0.02	0.04	0.02	0.03	0.02	0.01	0.06	0.03	0.02
K	0.86	0.85	0.84	0.82	0.84	0.84	0.87	0.83	0.80	0.94	0.87	0.83	0.90	0.85	0.94	0.91	0.86	0.83	0.90
X_{Fe}	0.54	0.52	0.66	0.61	0.47	0.32	0.62	0.66	0.66	0.53	0.56	0.66	0.54	0.57	0.53	0.55	0.52	0.59	0.60
X_{Ann}	0.42	0.40	0.54	0.47	0.38	0.27	0.49	0.53	0.52	0.43	0.42	0.55	0.43	0.44	0.43	0.44	0.42	0.47	0.48
X_{Pl}	0.36	0.37	0.27	0.31	0.44	0.57	0.30	0.27	0.27	0.37	0.33	0.28	0.36	0.33	0.37	0.35	0.38	0.33	0.32

Il(O)

Компонент	Мушквит																		
	140	141	143	145	146	153	155	156	157	158	159	160	161	162	162с	163	163с	166	167
SiO ₂	47.20	46.94	46.66	46.39	46.73	47.14	46.85	46.99	46.61	46.78	48.14	47.37	47.10	47.77	47.41	47.90	48.69	47.09	46.86
TiO ₂	0.27	0.26	0.63	0.29	0.28	0.26	0.66	0.29	0.67	0.28	0.22	0.37	0.21	0.32	0.22	0.39	0.22	0.26	0.26
Al ₂ O ₃	36.61	36.36	35.81	35.56	36.21	36.81	35.86	36.41	35.96	35.47	36.34	35.95	36.28	36.14	36.19	36.27	35.58	36.24	36.65
FeO	0.82	1.09	1.10	0.92	0.99	0.75	1.17	1.25	1.17	1.10	0.97	0.89	0.86	0.94	1.00	1.02	0.98	0.97	0.89
MgO	0.41	0.45	0.52	0.57	0.55	0.43	0.50	0.51	0.48	0.57	0.74	0.65	0.57	0.68	0.62	0.69	0.84	0.51	0.42
Na ₂ O	2.19	1.24	0.92	1.38	0.43	1.96	0.99	1.41	0.99	0.86	0.32	0.37	0.32	0.37	0.38	0.43	0.32	1.70	1.46
K ₂ O	8.03	8.87	9.04	8.38	10.20	7.96	9.27	8.65	9.03	9.20	9.32	9.77	9.39	9.99	9.85	9.77	9.67	8.39	8.69
Сумма	95.55	95.22	94.68	93.59	95.42	95.33	95.29	95.54	94.94	94.28	96.08	95.40	94.74	96.26	95.75	96.49	96.29	95.20	95.27
Si	3.089	3.092	3.039	3.102	3.087	3.086	3.092	3.086	3.084	3.116	3.132	3.117	3.111	3.119	3.112	3.117	3.166	3.097	3.082
Ti	0.013	0.013	0.032	0.014	0.014	0.013	0.033	0.014	0.033	0.014	0.011	0.019	0.010	0.016	0.011	0.019	0.011	0.013	0.013
Al ^{IV}	0.911	0.908	0.961	0.898	0.913	0.914	0.908	0.914	0.916	0.884	0.868	0.883	0.889	0.881	0.888	0.883	0.834	0.903	0.918
Al ^{VI}	1.913	1.914	1.891	1.905	1.907	1.926	1.881	1.904	1.888	1.900	1.919	1.905	1.935	1.900	1.911	1.898	1.893	1.906	1.923
Fe	0.045	0.060	0.061	0.051	0.055	0.041	0.064	0.069	0.065	0.061	0.053	0.049	0.047	0.051	0.055	0.055	0.053	0.053	0.049
Mg	0.040	0.044	0.051	0.057	0.054	0.042	0.049	0.050	0.047	0.056	0.071	0.063	0.056	0.066	0.060	0.067	0.081	0.050	0.042
Na	0.278	0.158	0.118	0.180	0.055	0.248	0.126	0.180	0.127	0.111	0.040	0.047	0.041	0.047	0.049	0.054	0.040	0.217	0.187
K	0.671	0.745	0.765	0.715	0.860	0.665	0.781	0.725	0.762	0.782	0.773	0.820	0.791	0.832	0.825	0.811	0.802	0.704	0.729
X _K	0.707	0.825	0.866	0.799	0.940	0.728	0.861	0.801	0.857	0.876	0.951	0.946	0.951	0.947	0.944	0.938	0.953	0.764	0.796
X _{Al} ^{VI}	0.951	0.942	0.929	0.940	0.939	0.953	0.928	0.935	0.929	0.936	0.933	0.936	0.945	0.934	0.938	0.930	0.929	0.943	0.949
X _{Na}	0.293	0.175	0.134	0.201	0.060	0.272	0.139	0.199	0.143	0.124	0.049	0.054	0.049	0.054	0.056	0.062	0.048	0.236	0.204
X _{Fe}	0.056	0.029	0.030	0.055	0.052	0.050	0.032	0.034	0.032	0.030	0.049	0.046	0.044	0.047	0.051	0.051	0.048	0.060	0.024
X _{Ms}	0.639	0.733	0.748	0.706	0.829	0.661	0.742	0.700	0.739	0.766	0.828	0.828	0.849	0.825	0.830	0.812	0.822	0.679	0.716
X _{Pg}	0.265	0.155	0.115	0.178	0.053	0.178	0.120	0.174	0.123	0.109	0.043	0.047	0.044	0.047	0.049	0.054	0.041	0.209	0.184

Примечание. Здесь и в табл. 2 — $X_{Alm} = Fe/(Fe + Mg + Mn + Ca)$, $X_{hnp} = Mg/(Fe + Mg + Mn + Ca)$, $X_{Sps} = Mn/(Fe + Mg + Mn + Ca)$, $X_{Grs} = Ca/(Fe + Mg + Mn + Ca)$, $X_{An} = Ca/(Ca + Na + K)$, $X_{Fe} = Fe/(Fe + Mg)$, $X_{Ann} = Fe/(Fe + Mg + Mn + Ti + Al^{VI})$, $X_{Phl} = Mg/(Fe + Mg + Mn + Ti + Al^{VI})$, $X_{Na} = Na/(Na + K)$, $X_{Ms} = (X_K)(X_{Al}^{VI})^2$, $X_{Pg} = (X_{Na})(X_{Al}^{VI})^2$. Суммарное железо приведено в форме FeO, 0.00 — ниже уровня обнаружения микрозонда. Структурные формулы минералов рассчитаны на фиксированное количество атомов кислорода, обозначенное как $l(O)$; с — центральные части зерен для зональных минералов, для биотита — состав включений биотита в ядре граната.

Химический состав (мас. %) и структурные формулы минералов ГМК

Таблица 2.

Компонент	Гранат															
	Порфиروбластические плагиогнейсы и кристаллические сланцы															
	2с	5с	7с	12г	12с	13с	19г	19с	20с	27с	46	57	48	43	42	31
SiO ₂	36.67	36.96	37.46	36.51	36.31	36.56	36.55	37.25	37.28	37.37	37.40	37.11	36.98	36.79	36.69	36.64
TiO ₂	0.00	0.00	0.02	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.08	0.06	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	20.66	20.63	2.09	20.51	20.36	20.49	20.62	20.82	21.09	20.82	20.31	20.50	20.40	20.50	20.44	20.48
FeO	37.44	33.58	32.91	37.66	33.76	33.56	33.80	34.94	34.86	33.00	25.11	31.05	31.50	34.22	34.78	33.91
MnO	1.89	5.30	0.80	1.87	4.96	5.01	4.47	1.29	1.60	1.19	2.63	1.06	1.05	4.36	3.97	4.42
MgO	2.13	1.68	2.67	2.11	1.89	1.85	2.14	3.31	3.32	2.73	0.32	1.04	1.08	1.89	1.63	1.78
CaO	0.91	1.40	4.56	0.95	1.52	1.39	1.21	1.54	1.58	4.46	13.44	8.29	8.35	1.64	1.74	1.88
Сумма	99.75	99.59	99.39	99.71	98.87	98.90	98.83	99.19	99.77	99.62	99.24	99.17	99.47	99.46	99.32	99.16
								12(O)								
Si	2.994	3.017	3.016	2.988	2.994	3.006	3.001	3.015	3.002	3.009	3.015	3.011	2.999	3.008	3.009	3.006
Ti	0.000	0.000	0.002	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.005	0.003	0.000	0.000	0.000
Al	1.988	1.985	1.984	1.978	1.978	1.986	1.996	1.987	2.001	1.976	1.930	1.960	1.950	1.976	1.975	1.980
Fe	2.556	2.293	2.216	2.577	2.327	2.308	2.321	2.366	2.347	2.222	1.693	2.107	2.137	2.340	2.385	2.326
Mn	0.131	0.367	0.055	0.130	0.346	0.349	0.311	0.089	0.109	0.081	0.180	0.073	0.072	0.302	0.276	0.307
Mg	0.259	0.204	0.321	0.258	0.232	0.226	0.262	0.399	0.398	0.328	0.039	0.126	0.130	0.231	0.200	0.217
Ca	0.080	0.122	0.394	0.084	0.134	0.123	0.106	0.133	0.136	0.385	1.161	0.720	0.725	0.143	0.153	0.165
X _{Alm}	0.845	0.768	0.742	0.845	0.766	0.768	0.773	0.792	0.785	0.737	0.551	0.696	0.698	0.776	0.791	0.772
X _{Trp}	0.086	0.068	0.108	0.085	0.076	0.075	0.087	0.134	0.133	0.109	0.013	0.041	0.042	0.077	0.066	0.072
X _{Grs}	0.026	0.041	0.132	0.028	0.044	0.041	0.035	0.045	0.046	0.128	0.378	0.238	0.237	0.047	0.051	0.055
X _{Sps}	0.043	0.123	0.018	0.043	0.114	0.116	0.104	0.030	0.037	0.027	0.059	0.024	0.024	0.100	0.092	0.102
X _{Fe}	0.908	0.918	0.874	0.902	0.909	0.911	0.899	0.856	0.855	0.871	0.978	0.944	0.943	0.910	0.923	0.915
Компонент	Биотит															
	Порфиروбластические плагиогнейсы и кристаллические сланцы															
	2с	5с	7с	12г	12с	13с	19г	19с	20с	27с	46	57	48	43	42	31
SiO ₂	35.52	34.08	36.21	35.50	35.48	34.13	34.99	36.72	36.35	36.28	34.14	34.78	34.28	35.02	34.73	35.09
TiO ₂	2.25	1.60	2.32	2.62	2.23	2.64	1.98	2.22	2.27	2.23	2.17	3.21	3.88	2.36	3.57	2.83
Al ₂ O ₃	18.87	18.15	16.99	19.28	18.88	18.30	19.53	17.46	17.16	17.33	15.83	16.80	15.73	17.76	16.33	16.88
FeO	22.48	24.60	18.85	19.27	22.45	22.27	18.91	18.79	18.59	19.06	29.21	24.95	25.10	24.02	25.23	24.40
MnO	0.05	0.08	0.28	0.06	0.06	0.05	0.03	0.27	0.27	0.28	0.21	0.25	0.22	0.13	0.28	0.27
MgO	7.24	6.55	10.68	8.71	7.25	7.27	9.70	10.18	10.01	10.18	3.17	5.72	5.66	6.10	5.74	5.99
Na ₂ O	0.11	0.21	0.12	0.11	0.10	0.16	0.28	0.09	0.13	0.12	0.12	0.10	0.08	0.08	0.06	0.07

K ₂ O	9.17	8.29	9.36	9.33	9.21	8.88	9.14	9.57	9.39	9.64	8.66	9.24	9.14	9.26	9.33	9.42
Сумма	95.76	93.82	94.83	94.88	95.66	93.73	94.56	95.30	94.23	95.12	93.70	95.05	94.09	94.72	95.27	94.94
Si	2.724	2.700	2.767	2.710	2.723	2.683	2.674	2.787	2.789	2.768	2.788	2.759	2.738	2.747	2.737	2.759
Ti	0.130	0.095	0.133	0.150	0.129	0.156	0.113	0.126	0.131	0.128	0.134	0.190	0.233	0.139	0.212	0.168
Al ^{IV}	1.276	1.300	1.233	1.290	1.277	1.317	1.326	1.213	1.211	1.232	1.212	1.261	1.262	1.253	1.263	1.241
Al ^{VI}	0.430	0.395	0.297	0.436	0.431	0.378	0.435	0.349	0.341	0.326	0.311	0.298	0.218	0.389	0.253	0.323
Fe	1.442	1.630	1.204	1.231	1.441	1.464	1.209	1.192	1.193	1.216	1.995	1.643	1.677	1.575	1.662	1.604
Mn	0.003	0.005	0.018	0.005	0.004	0.003	0.002	0.018	0.018	0.018	0.014	0.017	0.015	0.008	0.018	0.018
Mg	0.827	0.773	1.216	0.992	0.829	0.852	1.107	1.151	1.146	1.158	0.386	0.671	0.674	0.713	0.674	0.702
Na	0.016	0.032	0.017	0.016	0.015	0.024	0.040	0.014	0.019	0.018	0.020	0.015	0.012	0.013	0.009	0.011
K	0.897	0.838	0.912	0.907	0.902	0.891	0.890	0.926	0.919	0.938	0.903	0.928	0.931	0.926	0.938	0.945
X _{Fe}	0.64	0.68	0.50	0.55	0.64	0.63	0.52	0.51	0.51	0.51	0.838	0.710	0.713	0.688	0.712	0.696
X _{Alm}	0.51	0.56	0.42	0.44	0.51	0.51	0.42	0.42	0.42	0.43	0.703	0.583	0.595	0.558	0.590	0.570
X _{Phl}	0.29	0.27	0.42	0.35	0.29	0.30	0.39	0.41	0.41	0.41	0.136	0.238	0.239	0.253	0.239	0.249

Компонент	Мушкет																Роговая обманка											
	Порфиروбластические плагиогнейсы и кристаллические сланцы												Минералиты				Граниты-рапакиви						Гранитогайсы, амфиболиты					
	2	5	7	12	13	19	20	27	46	57	48	43	42	31	9	10	21	22										
SiO ₂	47.85	46.71	46.90	47.24	46.23	46.83	45.08	46.52	47.48	47.02	47.44	47.41	50.29	40.55	40.41	39.99	40.14											
TiO ₂	0.29	0.73	0.76	1.04	0.66	0.78	0.12	0.12	0.76	0.74	1.17	0.82	0.41	0.46	0.47	0.78	0.98											
Al ₂ O ₃	36.39	36.89	35.21	31.81	36.75	37.50	34.31	35.28	32.92	31.04	33.56	32.29	29.47	11.32	11.72	11.97	11.85											
FeO	1.01	1.12	1.82	3.17	1.13	1.22	3.25	3.31	2.57	2.66	2.04	2.57	3.25	29.71	28.93	29.67	29.72											
MnO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.69	0.75	0.70	0.77											
MgO	0.82	0.59	0.67	1.16	0.49	0.51	0.42	0.44	1.33	1.59	1.22	1.37	2.04	1.08	1.10	1.14	1.19											
CaO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	10.53	10.10	10.26	10.28											
Na ₂ O	1.07	0.95	0.34	0.22	1.01	0.73	0.27	0.33	0.19	0.22	0.26	0.25	0.18	1.34	1.67	1.62	1.63											
K ₂ O	9.16	9.05	9.75	9.76	9.20	9.11	9.82	10.24	9.86	9.96	10.00	9.88	9.67	2.01	2.24	1.71	1.59											
Сумма	96.59	96.02	95.47	94.46	95.48	96.68	94.12	96.27	95.12	93.25	95.68	94.58	95.38	97.69	97.39	97.84	98.15											
Si	3.107	3.054	3.103	3.185	3.046	3.040	3.064	3.084	3.167	3.209	3.141	3.183	3.343	6.535	6.518	6.428	6.429											
Ti	0.014	0.036	0.038	0.053	0.033	0.038	0.006	0.006	0.038	0.038	0.058	0.041	0.021	0.056	0.057	0.094	0.118											
Al	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2.151	2.229	2.268	2.238											
Al ^{IV}	0.893	0.946	0.897	0.815	0.954	0.960	0.936	0.916	0.833	0.791	0.859	0.817	0.657	—	—	—	—											
Al ^{VI}	1.892	1.897	1.848	1.713	1.900	1.909	1.812	1.841	1.755	1.705	1.760	1.738	1.652	—	—	—	—											
Fe	0.055	0.061	0.101	0.179	0.062	0.066	0.185	0.184	0.143	0.152	0.113	0.144	0.181	4.004	3.903	3.989	3.981											

Компонент	Мушкет																	Роговая обманка											
	Порфиروбластические плагиогнейсы и кристаллические сланцы													Мигматиты				Граниты рапакиви						Гранитогайсы, амфиболиты					
	2	5	7	12	12	13	19	19	20	27	46	57	57	48	43	42	31	9	10	21	22								
Mn	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.094	0.102	0.095	0.104								
Mg	0.079	0.057	0.066	0.116	0.048	0.049	0.043	0.044	0.211	0.133	0.162	0.120	0.137	0.203	0.259	1.818	0.419	0.264	0.273	0.284	0.284								
Ca	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.746	1.767	1.764	1.764								
Na	0.134	0.120	0.044	0.029	0.129	0.092	0.036	0.042	0.016	0.024	0.029	0.034	0.033	0.023	0.413	0.461	0.506	0.506	0.506	0.506	0.506								
K	0.759	0.755	0.823	0.840	0.774	0.755	0.851	0.866	0.792	0.839	0.867	0.845	0.846	0.820	0.413	0.461	0.325	0.325	0.325	0.325	0.325								
X_K	0.850	0.863	0.949	0.967	0.857	0.891	0.959	0.954	0.980	0.972	0.968	0.961	0.963	0.973	—	—	—	—	—	—	—								
X_{Al}^{VI}	0.928	0.925	0.900	0.850	0.930	0.926	0.885	0.887	0.799	0.848	0.829	0.858	0.844	0.803	—	—	—	—	—	—	—								
X_{Na}	0.150	0.137	0.051	0.034	0.143	0.109	0.041	0.046	0.020	0.028	0.032	0.039	0.038	0.027	—	—	—	—	—	—	—								
$Al_{\text{общ.}}$	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2.134	2.216	2.242	2.211								
X_{Fe}	0.027	0.030	0.049	0.087	0.030	0.032	0.090	0.089	0.087	0.069	0.074	0.055	0.070	0.088	0.94	0.94	0.94	0.94	0.93	0.93	0.93								

Компонент	Плагиоклаз																				
	Порфиروбластические плагиогнейсы и кристаллические сланцы											Гранитогайсы, амфиболиты									
	2c	5c	7c	12r	12c	13c	19r	19c	20c	27c	9c	10c	21c	22c	46	57	48	43	42	31	31
SiO ₂	67.18	66.52	63.63	66.02	66.71	66.48	65.13	65.37	62.29	58.73	60.53	59.83	60.10	62.05	61.47	61.52	65.87	64.52	64.40	64.40	
Al ₂ O ₃	19.92	20.22	23.01	21.69	20.24	20.21	22.09	21.59	23.76	25.97	24.65	25.16	24.74	23.75	24.07	23.87	21.32	22.13	22.03	22.03	
FeO	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.05	0.01	0.05	0.09	0.10	0.09	0.02	0.01	0.00	0.03	0.01	0.00	0.03	0.03	
CaO	1.06	1.82	4.28	2.31	1.79	1.58	3.30	2.92	5.56	7.68	6.65	7.21	7.06	5.82	6.03	5.99	2.89	3.75	3.68	3.68	
Na ₂ O	11.45	11.51	7.93	10.32	11.49	11.48	10.15	10.35	8.91	6.76	8.36	7.86	7.65	8.31	8.08	8.12	9.68	9.59	9.65	9.65	
K ₂ O	0.04	0.03	0.28	0.03	0.02	0.04	0.06	0.11	0.09	0.69	0.13	0.12	0.17	0.34	0.15	0.24	0.33	0.13	0.18	0.18	
Сумма	99.68	100.1	99.16	100.3	100.2	99.83	100.8	100.3	100.7	100.0	100.4	100.3	99.76	100.3	99.81	99.76	100.1	100.1	100.1	99.98	

Компонент	8(O)																				
	Порфиروбластические плагиогнейсы и кристаллические сланцы											Гранитогайсы, амфиболиты									
	2c	5c	7c	12r	12c	13c	19r	19c	20c	27c	9c	10c	21c	22c	46	57	48	43	42	31	31
Si	2.955	2.925	2.821	2.887	2.927	2.929	2.85	2.871	2.882	2.749	2.626	2.689	2.685	2.748	2.734	2.739	2.893	2.843	2.843	2.843	
Al	1.033	1.048	1.202	1.118	1.047	1.050	1.14	1.117	1.236	1.368	1.291	1.320	1.303	1.240	1.262	1.252	1.104	1.149	1.146	1.146	
Fe	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.002	0.000	0.002	0.003	0.004	0.004	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	
Ca	0.050	0.086	0.203	0.108	0.084	0.075	0.155	0.138	0.263	0.368	0.317	0.344	0.338	0.276	0.287	0.286	0.136	0.177	0.174	0.174	
Na	0.977	0.981	0.681	0.875	0.978	0.981	0.861	0.882	0.763	0.586	0.720	0.679	0.663	0.714	0.697	0.701	0.825	0.819	0.826	0.826	
K	0.002	0.002	0.016	0.002	0.001	0.002	0.003	0.006	0.005	0.040	0.007	0.007	0.010	0.019	0.008	0.014	0.019	0.007	0.010	0.010	
X_{An}	0.05	0.08	0.23	0.11	0.08	0.07	0.15	0.13	0.26	0.37	0.30	0.33	0.33	0.279	0.292	0.290	0.142	0.178	0.174	0.174	

Примечание. X_{An} в плагиоклазе и X_{Ca} в амфиболе = $Ca/(Ca + Na + K)$, $X_K = Na/(Na + K)$, $Al_{\text{общ.}} = Al^{IV} + Al^{VI}$ рассчитано на 13 катионов; с — центральные части зерен для зональных минералов, для биотита — состав включений биотита внутри центральных частей граната; г — внешние каймы. Прочерк — не определялось.

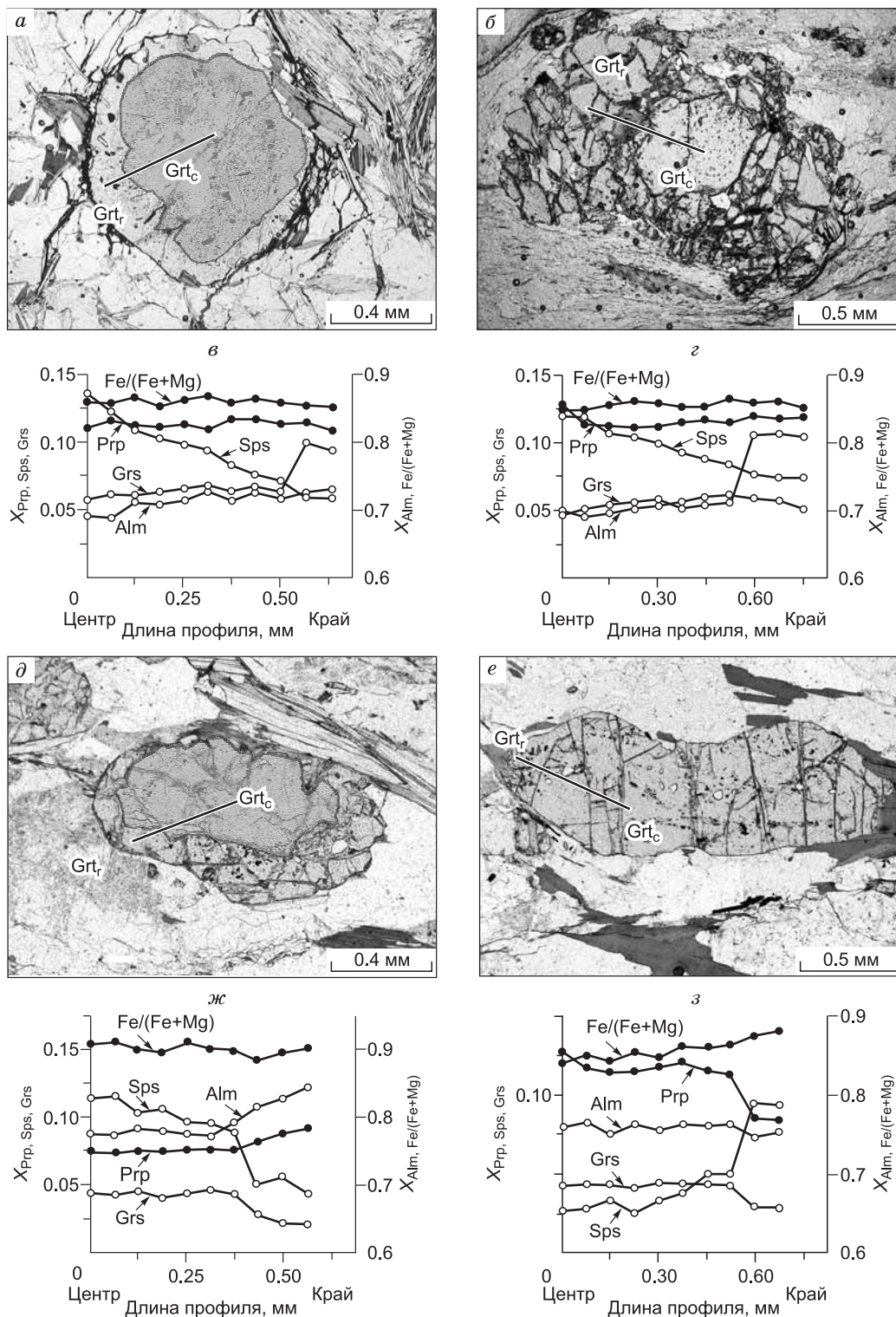


Рис. 4. Микрофотографии зерен граната в кварц-плаггиоклаз-мусковит-биотитовой основной массе из образцов кристаллических сланцев 162 (а), 163 (б) ТПК и 12 (д), 19 (е) ГМК и концентрационные профили (обр. 162 — в; обр. 163 — г; обр. 12 — ж; обр. 19 — з), построенные по линии Grt_c (центр)—Grt_r (край).

Белыми кружками на профилях показаны составы гранатов, использованные для построения P-T трендов метаморфизма.

более значительные изменения парагонитовой составляющей ($X_{\text{Na}} = 0.05—0.29$). Ставролит химически однороден во всех образцах с небольшими вариациями железистости ($X_{\text{Fe}} = 0.75—0.86$), содержания MnO (0.11—0.39 мас. %) и существенными колебаниями ZnO (0.09—0.98 мас. %). Хлорит характеризуется почти постоянной железистостью $X_{\text{Fe}} = 0.58—0.59$.

Компонентный состав гранатов из метакринов рапакиви ГМК незначительно варьирует в диапазоне: Alm₇₇₋₇₉, Prp₇₋₈, Sps₉₋₁₀, Grs₅₋₆. Он отличается повышенной железистостью ($X_{\text{Fe}} = 0.91—0.92$) в сравнении с Grt из других разновидностей пород ГМК, состав которых меняется в диапазоне Alm₇₄₋₈₅, Prp₇₋₁₃, Sps₃₋₁₂, Grs₃₋₁₃ при железистости $X_{\text{Fe}} = 0.85—0.90$. В отличие от метакринов в ТПМК, в минеральных парагенезисах ГМК запись проградного и даже пикового метаморфизма часто не сохраняется, что, по-видимому, обусловлено чрезвычайной интенсивностью деформационного и высокоградного режимов прогрессивного амфиболитового метаморфизма. Регрессивный характер зональности гранатов в кристаллосланцах с постепенным уменьшением содержания CaO от 1.52 до 0.95 мас. % от центра зерна к краю указывает на снижение давления на более поздних этапах его роста (см. рис. 4, $\delta—з$). Биотит в гранитах рапакиви отличается максимальной железистостью ($X_{\text{Fe}} = 0.69—0.71$) относительно других разновидностей пород ГМК ($X_{\text{Fe}} = 0.51—0.64$), мусковитам свойственны повышенные содержания селадонитового компонента $((\text{Mg} + \text{Fe})/(\text{Mg} + \text{Fe} + \text{Al}^{\text{VI}}) = 0.14—0.19$) и более низкие значения парагонитовой составляющей ($X_{\text{Na}} = 0.03—0.04$). Состав плагиоклаза варьирует в узком диапазоне от альбита ($X_{\text{An}} = 0.07$) в кристаллических сланцах до олигоклаза ($X_{\text{An}} = 0.14—0.26$) в гранитах рапакиви и порфириобластических плагиогнейсах. Составы плагиоклаза из микроклин-цоизитовых ортоамфиболитов представлены андезином ($X_{\text{An}} = 0.30—0.37$). Зерна плагиоклаза из кристаллических сланцев характеризуются зональным строением с постепенным увеличением основности от $X_{\text{An}} = 0.08—0.13$ в ядре до $X_{\text{An}} = 0.11—0.15$ в краях. Амфибол представлен роговой обманкой с высокой железистостью в узком диапазоне ($X_{\text{Fe}} = 0.93—0.94$) и более существенными колебаниями содержания TiO₂ (0.46—0.98 мас. %), K₂O (2.24—1.59 мас. %) и Na₂O (1.34—1.67 мас. %) в микроклин-цоизитовых амфиболитах и биотит-амфиболовых гранитоидных породах. Хлорит химически однороден во всех образцах с железистостью $X_{\text{Fe}} = 0.63—0.68$. Составы ильменита, эпидота, калиевого полевого шпата и полиморфов Al₂SiO₅ близки к стехиометрическим формулам (в пределах чувствительности микронзонда).

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА

Геотермобарометрия. Для безгранатовых метакринов ТПМК давления определялись с помощью двух модификаций Vt-Ms-Chl геобарометра [Powell, Evans, 1983; Bucher-Nurminen, 1987]. Оценки температур были получены с использованием калибровки и соответствующей модели смешения для Vt-Ms геотермометра [Hoisch, 1989]. Для Grt-содержащих пород в ТПМК и ГМК максимальные температуры и давления определялись с использованием экспериментальной калибровки и соответствующих моделей смешения [Hodges, Spear, 1982] для Grt-Vt геотермометра [Ferry, Spear, 1978] и Grt-Vt-Ms-Pl геобарометра [Ghent, Stout, 1981] в модификации [Hodges, Crowley, 1985]. Для независимого контроля температуры эти значения сопоставлялись с оценками температур, полученных с помощью четырех калибровок для Grt-Vt геотермометра [Perchuk, Lavrent'eva, 1983; Kleemann, Reinhardt, 1994; Holdaway et al., 1997; Kaneko, Miyano, 2004]. Контроль оценок давления осуществлялся с применением калибровки и соответствующей модели смешения [Hoisch, 1991] для Grt-Vt-Ms-Pl геобарометра [Hoisch, 1990]. Для Amp-Pl пород ГМК при отсутствии минеральных ассоциаций с Grt давления определялись с помощью двух модификаций Hbl геобарометра [Hollister et al., 1987; Anderson, Smith, 1995]. Оценки температур были получены с использованием двух калибровок и соответствующих моделей смешения для Amp-Pl геотермометров [Blundy, Holland, 1990; Perchuk, 1991].

Величины P - T параметров метаморфизма пород были вычислены при совместном применении геотермометров и геобарометров в пакете MATHEMATICA 5.0 с помощью процедуры NullSpace [Wolfram, 2003]. 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. Результаты геотермобарометрии приведены в табл. 3, 4, на рис. 5. Ошибки определения P - T параметров при совместном использовании Grt-Vt геотермометров и Grt-Vt-Ms-Pl геобарометров, вычисленные с учетом аналитических погрешностей и энтальпии реакций геотермобарометров, не превышают ± 30 °C и ± 0.5 кбар [Likhanov et al., 2004], что согласуется с цитируемыми в литературе неточностями геотермобарометров [Kohn, Spear, 1991].

Региональный метаморфизм And-Sil типа ТПМК осуществлялся в интервале температур от 510 °C в Vt зоне до 640 °C в Sil зоне при изменении давления от 3.9 до 5.1 кбар, что свидетельствует о типичном для орогенных поясов метаморфическом градиенте с dT/dH в диапазоне 25—35 °C/км [Spear, 1993], где H — глубина залегания пород. Для контактовых ореолов вблизи гранитоидных plutonov, характеризующихся зональностью от Cld до Sil-Kfs зоны, температуры варьировали в более широком интерва-

Таблица 3. Оценки *P-T* условий *LP/HT* и коллизионного метаморфизма ТПМК по разным геотермобарометрам

№ образ-ца	<i>T</i> , °C						<i>P</i> , кбар			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
<i>LP/HT</i> региональный метаморфизм And-Sil типа										
140	—	—	—	—	510	—	—	—	3.8	4.0
141	—	—	—	—	514	—	—	—	3.9	4.1
143	563	583	606	523	553	565	4.29	3.90	—	—
145	—	—	—	—	569	—	—	—	4.5	4.7
146	568	568	581	583	560	572	4.70	4.24	—	—
167	579	574	587	582	558	576	4.77	4.14	—	—
153	582	570	585	589	565	578	4.74	5.05	—	—
155	595	578	596	585	564	584	4.83	4.34	—	—
166	596	587	600	592	555	586	5.09	4.74	—	—
156	648	601	622	609	577	611	5.05	4.69	—	—
157	636	599	624	617	569	609	5.10	4.60	—	—
Коллизионный метаморфизм Ку-Sil типа										
158	660	591	626	637	581	619	5.65	5.39	—	—
159	664	589	628	628	615	625	5.76	5.54	—	—
160	680	614	637	631	628	638	6.21	6.09	—	—
161	688	600	642	639	598	634	6.41	6.14	—	—
162	695	601	645	642	617	640	6.83	6.85	—	—
163	698	604	638	663	622	645	7.15	7.25	—	—

Примечание. Геотермометры: 1 — Grt-Bt [Ferry, Spear, 1978], 2 — Grt-Bt [Kleemann, Reinhardt, 1994], 3 — Grt-Bt [Perchuk, Lavrent'eva, 1983], 4 — Grt-Bt [Kaneko, Miyano, 2004], 5 — Bt-Ms [Hoisch, 1989], 6 — T_{cp} (среднее по использованным геотермометрам); геобарометры: 7 — Grt-Bt-Ms-Pl [Hodges, Crowley, 1985], 8 — Grt-Bt-Ms-Pl [Hoisch, 1990], 9 — Bt-Ms-Chl [Powell, Evans, 1983], 10 — Bt-Ms-Chl [Bucher-Nurminen, 1987]. Прочерк — нет данных.

ле от 450 до 650 °C при постоянном давлении 2.5—3.5 кбар [Лиханов, 2003], что соответствует очень высокому градиенту при метаморфизме с $dT/dH > 100$ °C/км. При этом термальный метаморфизм сопровождался уменьшением содержания X_{H_2O} в составе метаморфического флюида при приближении к интрузивному контакту от 0.89—0.85 при $T = 450$ °C до 0.49—0.36 при $T = 650$ °C, в зависимости от предполагаемой идеальной и неидеальной модели смешения H_2O-CO_2 во флюидной фазе [Likhonov et al., 2001]. Наложенный метаморфизм Ку-Sil типа происходил при постепенном повышении давления от 5.65 до 7.15 кбар при незначительном повышении температуры (660—700 °C) при приближении к надвигу, что указывает на низкую величину градиента с dT/dH не более 12 °C/км (см. табл. 3; рис. 5).

Для разнообразных по составу толщ в ГМК (см. табл. 4) при метаморфизме достигались давления и температуры ($P = 7.7—8.6$ кбар, $T = 580—630$ °C), отвечающие переходным условиям между верхами амфиболитовой и низами гранулитовой фаций (см. рис. 5). Это свидетельствует о погружении блока пород в среднюю часть континентальной коры на глубину около 28 км (принимая литостатическое давление в континентальной коре 1 кбар/3.5 км) при метаморфическом градиенте с dT/dH около 20—25 °C/км. Наложенный метаморфизм имел место локально в шшиарзонах D_2 -бластомилонитов при постепенном снижении давления и температуры до 3.9—4.9 кбар и 460—550 °C, что соответствует условиям эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. Эти оценки приближаются к *P-T* параметрам внешних зон Ку-Sil метаморфизма тейского комплекса в пределах маяконского, чапского, полканского и тейского участков [Likhonov, Reverdatto, 2011]. Первое появление Sil в ассоциации с Kfs в породах 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 $P_{H_2O} = 0.5—0.7P_s$ (P_s — давление нагрузки) [Александров, 2010], располагается вблизи вычисленных *P-T* параметров на Sil-in изограде.

***P-T* тренды метаморфизма.** При построении *P-T* трендов использовалась информация о микроструктурных особенностях, минеральных ассоциациях и последовательности протекания минеральных реакций, детальный анализ которой представлен в [Лиханов и др., 2009; Козлов и др., 2012]. В соответствии с этими данными в качестве базовых были выбраны минеральные ассоциации Grt + Bt + Ms + Qz + Pl + St + Chl для метапелитов ТПМК и Grt + Bt + Ms + Qz + Pl + Kfs + Ep для кристаллических сланцев

Таблица 4.

Температуры начальных стадий формирования и оценки *P-T* условий метаморфизма пород ГМК по разным геотермобарометрам

№ образца	<i>T</i> , °C									<i>P</i> , кбар			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Порфиробластические плагиогнейсы (обр. 2, 7, 27) и кристаллические сланцы (обр. 5, 12, 13, 19, 20)													
2с	605	592	612	607	629	—	—	609	791	8.64	9.26	—	—
5с	619	602	621	652	664	—	—	631	757	8.27	8.21	—	—
7с	577	573	570	593	598	—	—	582	769	8.30	8.90	—	—
12с	602	585	608	634	619	—	—	610	767	8.31	8.84	—	—
12г	486	541	547	543	488	—	—	521		4.70	4.89	—	—
13с	585	581	595	627	611	—	—	600	782	8.26	8.34	—	—
19с	598	585	604	603	576	—	—	593	772	7.72	7.88	—	—
19г	477	540	531	561	462	—	—	514		4.30	3.89	—	—
20с	601	588	607	609	563	—	—	594	751	8.24	8.08	—	—
27с	587	582	581	606	566	—	—	584	794	8.08	8.42	—	—
Мигматиты													
46с	609	561	567	594	580	—	—	582	749	8.22	8.73	—	—
57с	620	570	574	610	582	—	—	591	763	8.69	9.10	—	—
48с	624	568	580	614	613	—	—	600	755	8.68	9.16	—	—
Граниты рапакиви													
31с	679	613	643	676	708	—	—	664	819	7.68	7.95	—	—
42с	661	609	635	664	702	—	—	654	823	7.13	6.96	—	—
43с	688	615	629	660	715	—	—	661	800	8.23	8.56	—	—
Гранитогнейсы (обр. 21, 22) и ортоамфиболиты (обр. 9, 10)													
9с	—	—	—	—	—	615	623	—	—	—	—	7.37	7.90
10с	—	—	—	—	—	600	610	—	—	—	—	7.81	8.10
21с	—	—	—	—	—	610	635	—	—	—	—	8.03	8.30
22с	—	—	—	—	—	595	645	—	—	—	—	7.86	8.00

Примечание. Геотермометры: 1 — Grt-Bt [Ferry, Spear, 1978], 2 — Grt-Bt [Kleeman, Reinhardt, 1994], 3 — Grt-Bt [Perchuk, Lavrent'eva, 1983], 4 — Grt-Bt [Kaneko, Miyano, 2004], 5 — Grt-Bt [Holdaway et al., 1997], 6 — Amp-Pl [Perchuk, 1991], 7 — Amp-Pl [Blundy, Holland, 1990], 8 — T_{cr} (среднее по использованным геотермометрам), 9 — температура начальных стадий кристаллизации гранитоидных расплавов [Watson, Harrison, 1983]; геобарометры: 10 — Grt-Bt-Ms-Pl [Hodges, Crowley, 1985], 11 — Grt-Bt-Ms-Pl [Hoisch, 1990], 12 — Al-Hbl [Hollister et al., 1987], 13 — Al-Hbl [Anderson, Smith, 1995]. *P-T* оценки получены по (г) регрессивным каймам зональных минералов (этап эксгмации) и (с) ядрам зональных минералов (этап регионального метаморфизма). Прочерк — нет данных.

и плагиогнейсов ГМК. Исходя из термодинамической вариантности пород, в качестве четырех переменных для решения общей системы уравнений использовались миналы X_{Alm} , X_{Sps} , X_{Grs} и X_{An} . Вычисления *P-T* трендов для пород (обр. 162, 163 — ТПМК; обр. 12, 19 — ГМК) выполнены с помощью компьютерной программы РРАТН [Spear et al., 1991] и термодинамической базы данных [Berman, 1988]. Величины начальных *P-T* параметров метаморфизма рассчитаны при совместном использовании средних значений, полученных по различным модификациям геотермометров и геобарометров. При этом было принято, что состав ядер граната отвечает начальной стадии его роста, а постепенное изменение состава Pl коррелировалось с ростом кайм Grt. Минеральные превращения при последующем росте граната в метапелитах ТПМК могли происходить за счет следующей реакции: $St + Ms + Chl + Pl = Bt + Als + Grt + Qz + H_2O$, что отражает характер минеральных превращений в зональности Ку-Sil фациальной серии [Whitney et al., 1996; Лиханов и др., 2005, 2008б]. Вычисленные *P-T* тренды эволюции имеют почти одинаковые положительные наклоны в координатах *P* и *T* и незначительно различаются длиной траектории (см. рис. 5). Они показывают, что в метапелитах ТПМК в направлении приближения к надвигу происходило постепенное увеличение общего давления в среднем на 1—1.5 кбар при незначительном увеличении температуры, что может свидетельствовать о погружении пород под надвигаемую плиту при низком метаморфическом градиенте с dT/dH не более 12 °C/км. Это подтверждается относительно

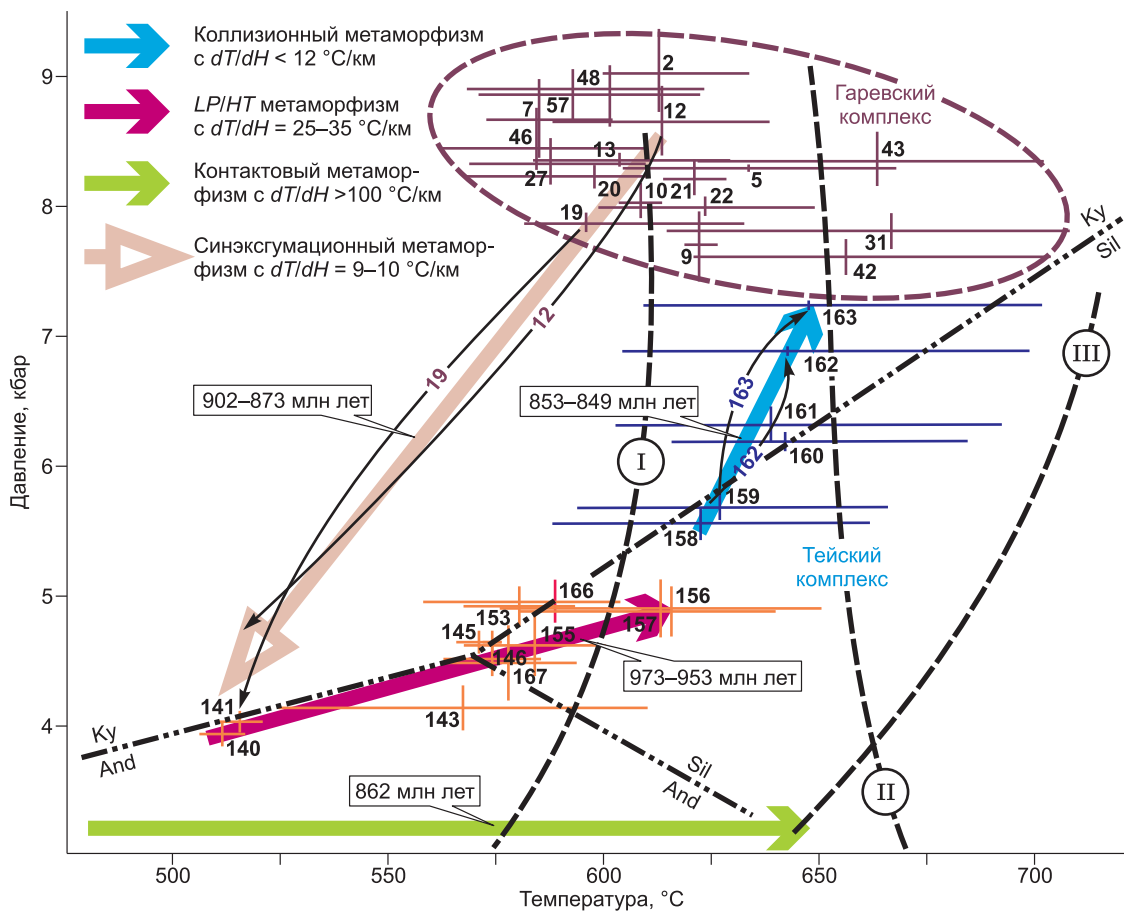


Рис. 5. *P-T* условия и *P-T-t* тренды эволюции метаморфизма пород ТПКК и ГМК.

Средние значения *P-T* параметров и их разброс, полученные по разным геотермобарометрам, показаны для каждого образца крестами, раскрашенными в цвета для различных типов метаморфизма. Эллипсом коричневого цвета показана *P-T* область формирования пород гаревского комплекса. Цифры у крестов соответствуют номерам образцов. Направления *P-T* трендов коллизионного и синэксгумационного метаморфизма, вычисленные по зональным метаморфическим минералам (обр. 162, 163 — ТПКК; обр. 12, 19 — ГМК), показаны тонкими черными кривыми со стрелками от центра зерен граната к краю. Штриховыми линиями с римскими цифрами показаны известные минеральные равновесия для метapelитовой системы: I — Chl + Ms + St + Qz = Als + Bt + H₂O [Pattison, 2001], II — [Chatterjee, Johannes, 1974], III — линия солидуса пелитов в водонасыщенной системе [Le Breton, Thompson, 1988]. Координаты тройной точки и линии моновариантных равновесий полиморфов Al₂SiO₅ показаны штрихпунктиром, по [Pattison, 1992].

резким повышением содержания Grs компонента при слабых вариациях железистости при переходе к новообразованным каймам на концентрационных профилях гранатов (см. рис. 4, в, з). Похожая зональность гранатов свойственна надвиговым областям Новой Англии в США [Kohn et al., 1992; Spear et al., 2002] и провинции Мойн в Шотландии [Cutts et al., 2010], отличающихся низким метаморфическим градиентом. Для большинства гранатов, сформированных при обычном метаморфическом градиенте, типичны повышения содержаний CaO при уменьшении железистости в новообразованных оболочках, указывающие на одновременный рост давления и температуры при погружении пород [Spear, 1989]. Интересная редкая зональность обнаружена в полициклических гранатах из гнейсов австралийского фундамента Тауэрн Уиндоу, образованная при коллизии континент—континент в ходе раннеальпийской орогении. Там, на границе между разными генерациями граната, происходит почти вертикальный скачок гроссулярового компонента от Grs₅ (1.6 мас. % CaO) до Grs₁₉ (6.7 мас. % CaO) при незначительном снижении MgO, вслед за которым формируется проградная зональность в Grt кайме с крутым ростом X_{Grt} и резким снижением X_{Grs}, символизирующими увеличение главным образом температуры [Bestel et al., 2009]. Это может означать, что погружение предшествовало началу метаморфизма 2-го цикла в Австральпиникуме, а последующий проградный процесс происходил субизобарически с ростом температуры. Одновременный резкий рост содержания Grs компонента со слабыми изменениями других

миналов и железистости гранатов при переходе к новообразованной генерации Grt в породах ТПМК является типичным признаком коллизионного метаморфизма, обусловленного тектоническим утолщением земной коры в результате быстрого надвига с последующим подъемом и эрозией [Likhanov, Reverdatto, 2011]. В рамках этой модели низкие значения геотермического градиента и слабое развитие температурной зональности в метаморфических комплексах коллизионных орогенов связываются с относительной кратковременностью событий и с тем, что не было достигнуто термическое равновесие между блоками пород на соответствующих глубинах из-за тепловой инерции относительно давления. С учетом данных по кинетике обратных метаморфических реакций для этого необходимы относительно высокая скорость подъема погруженных на глубину пород и отсутствие флюидов на раннем этапе быстрой эксгумации [Скляров, 2006; Лиханов и др., 2013б]. Это могло служить причиной сохранности умеренно барических ассоциаций прогрессивного метаморфизма в областях с надвиговой тектоникой. Полученные *P-T* тренды метаморфизма для пород ТПМК согласуются с *P-T* эволюцией метаморфических пород из других коллизионных орогенов мира, где прогрессивные преобразования $\text{And} \rightarrow \text{Ky}$ объяснялись тектоническим утолщением коры в связи с надвигами [Beddoe-Stephens, 1990; Spear et al., 2002].

Вычисленные *P-T* тренды метаморфизма пород ГМК показывают, что происходило постепенное существенное уменьшение общего давления метаморфизма на 3.4—3.6 кбар при незначительном уменьшении температуры (см. рис. 5). Это может свидетельствовать о режиме декомпрессионного остывания пород при низком метаморфическом градиенте с dT/dH не более 10 °C/км. Такие особенности можно объяснить эксгумацией высокометаморфизованных блоков ГМК из средней коры с глубин порядка 28 км и их становления в верхней части континентальной коры на уровне 14—16 км с остыванием на 80—120 °C. Причем крутопадающие шпайроны являлись сместителями, по которым осуществлялась транспортировка блоков пород (эксгумация). Вероятно, D_2 -бластомилониты, образованные по продуктам регионального метаморфизма в зонах сдвиговых деформаций, отражали специфику тектонометаморфической эволюции в участке сопряжения Центрального кратонного блока и Исаковского террейна. Рассчитанные *P-T* тренды декомпрессионного охлаждения для изученных гнейсов совпадают по величинам метаморфического градиента с трендами почти изотермического погружения пород ТПМК при коллизионном метаморфизме (см. рис. 5). Схожий вид *P-T* трендов и другие структурно-геологические признаки ГМК и ТПМК позволяют нам предполагать близкую связь между тектоническими механизмами их формирования.

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для изотопно-геохронологических исследований отобраны по четыре пробы из метапелитов ТПМК и пород ГМК. U-Pb датирование цирконов выполнено на ионном микрозонде SHRIMP-II (ЦИИ ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, аналитики Н.В. Родионов, И.П. Падерин) по методике, описанной в работе [Туркина и др., 2009]. Изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре Noble gas 5400 фирмы Микромасс (АЦ ИГМ СО РАН, г. Новосибирск, аналитик А.В. Травин) по стандартным процедурам [Лиханов и др., 2007].

В катодолюминесцентном изображении зерна циркона из метапелитов регионального *LP/HT* метаморфизма в ТПМК (обр. 155) характеризуются наличием светлых длинно- и короткопризматических ядер с тонкой секториальной зональностью и темных незональных внешних оболочек (рис. 6, *a*). Центральные части зерен обладают невысокими концентрациями U (75—321 г/т) и Th (46—175 г/т) с Th/U отношениями в диапазоне 0.26—0.64, что с учетом морфологических особенностей и внутреннего строения свидетельствует о магматической природе циркона. Внешние оболочки резко отличаются по содержанию U и Th от магматических ядер цирконов. Они значительно обогащены U (680—1608 г/т) и характеризуются весьма низкими концентрациями Th (5—11 г/т) и величинами Th/U отношений (0.01), что типично для цирконов метаморфического происхождения [Туркина и др., 2009]. Подобная морфология, внутреннее строение и изотопные отношения свойственны и для большинства зональных кристаллов цирконов, отобранных из гранитогнейсов, гранитов рапакиви и мигматитов в ГМК (рис. 7).

Для двух конкордантных ядер циркона (точки 2.1 и 5.1) получены датировки 1.94—1.86 млрд лет (см. рис. 6, *a*), что может быть принято в качестве оценки времени формирования протолита пород тейской серии. Питающей провинцией бассейна седиментации во время накопления этих отложений могли служить гранитогнейсовые комплексы Сибирского кратона, характеризующиеся раннепротерозойскими возрастами гранулитового метаморфизма (~1.9 млрд лет) [Розен, 2003]. Об этом свидетельствует присутствие в источниках сноса во время формирования тейской серии высокодифференцированного гранитного материала [Ножкин и др., 2008; Лиханов, Ревердатто, 2011]. Возраст ядер трех слабозональных зерен циркона (т. 1.1, 4.1 и 7.1) составляет 2.77—2.49 млрд лет, что соответствует позднерайхейскому возрасту протолита глиноземистых гнейсов канской и енисейской серий Енисейского кряжа (2.8—2.5 млрд лет), испытавших гранулитовый метаморфизм около 1.9 млрд л.н. [Бибикова и др., 1993]. Фигуративные точки двух метаморфогенных оболочек (т. 2.2 и 5.2) располагаются вдоль конкордии в

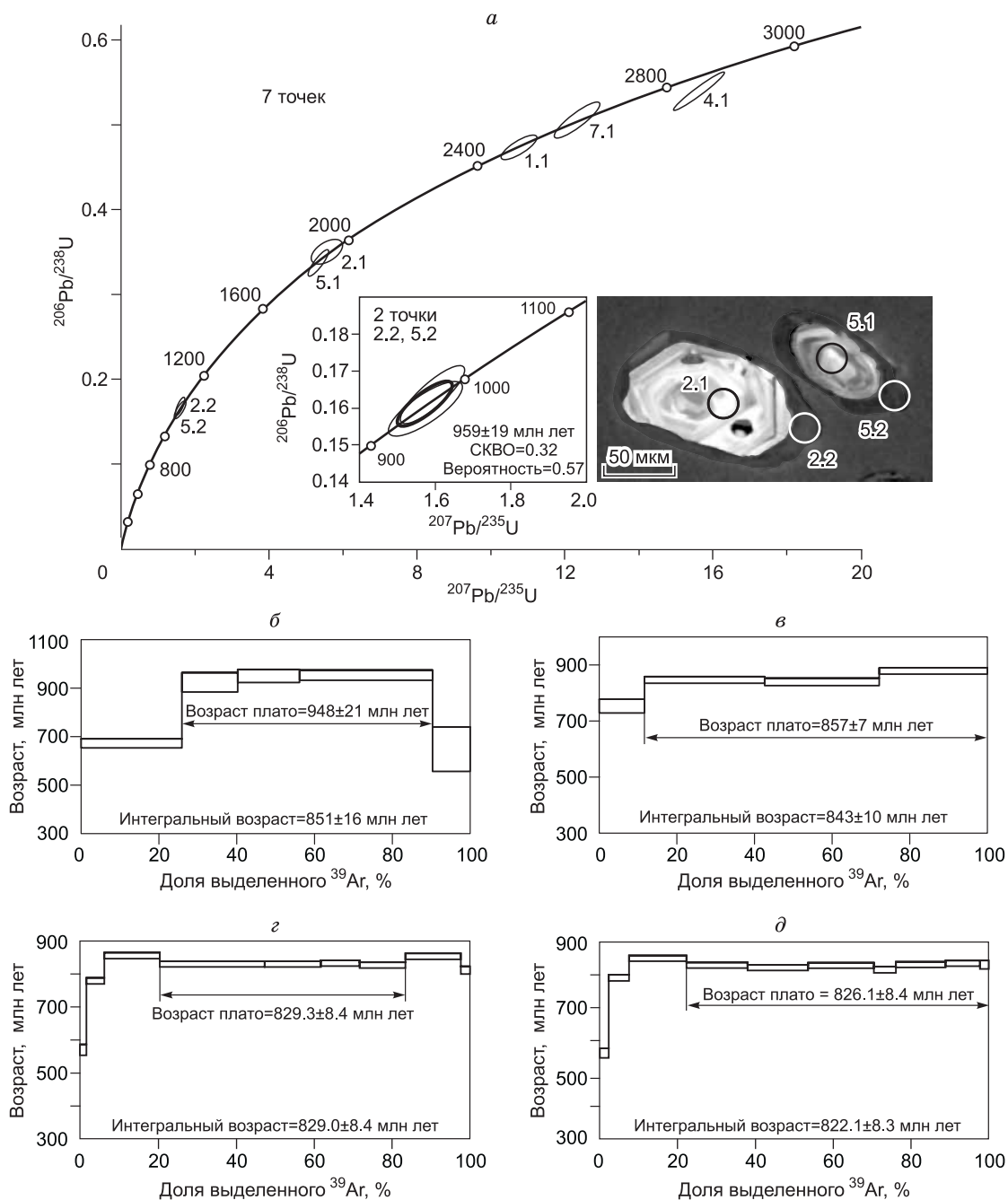


Рис. 6. Диаграмма с конкордией для цирконов из метапелитов *LP/HT* метаморфизма (обр. 155) с микрофотографиями зерен типичных цирконов, выполненных с помощью катодолюминесценции (а); результаты $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ определений для биотитов (б—д):

б — из пород *LP/HT* (обр. 155), в — контактового (обр. 169), г, д — коллизионного (обр. 161 и 163 соответственно) типов метаморфизма. Местоположение датированных образцов показано на рис. 1.

диапазоне, соответствующем 973—953 млн лет (см. рис. 6, а), что позволяет сопоставлять этот временной интервал с возрастом регионального *LP/HT* метаморфизма.

Эти результаты хорошо согласуются с ^{40}Ar - ^{39}Ar данными, полученными методом ступенчатого прогрева (см. рис. 6, б). Для спектра биотита, выделенного из этой же пробы (обр. 155), получено четкое плато с возрастом 948 ± 21 млн лет, соответствующее этапу охлаждения пород до температуры закрытия К-Аг изотопной системы в биотите (330—360 °C) [Hodges, 2004]. Температура закрытия такой изо-

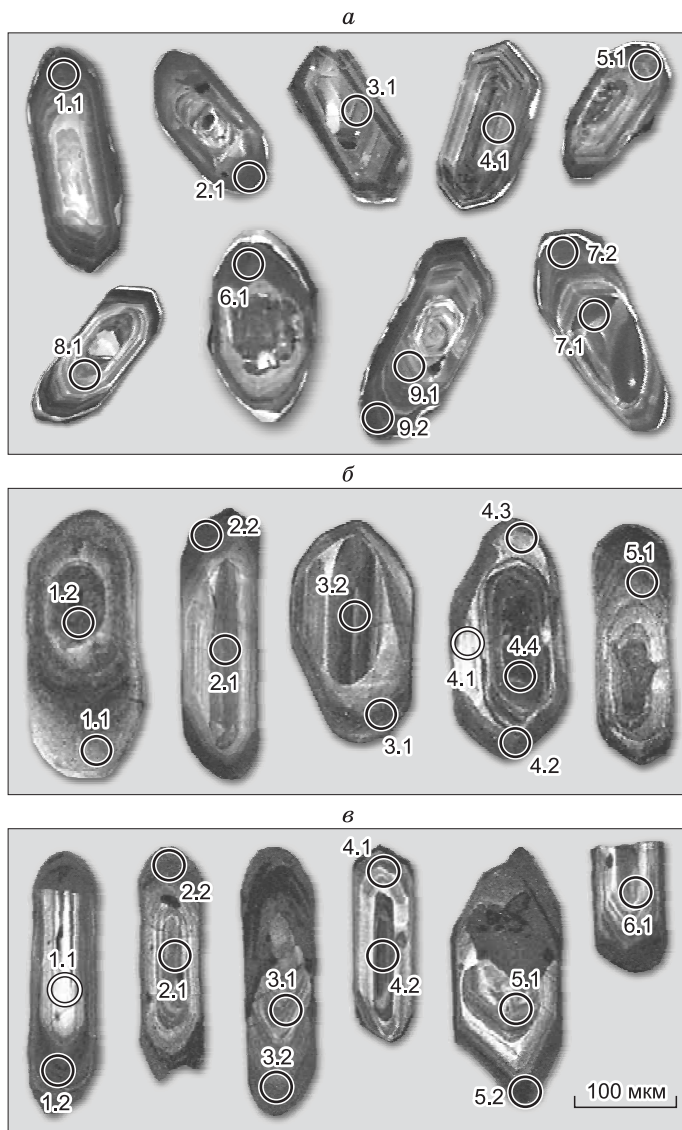


Рис. 7. Катодолюминесцентное изображение зерен цирконов:

а — из порфиробластических плагиогнейсов (обр. 2), *б* — гранитов рапакиви (обр. 43), *в* — мигматитов (обр. 57).

топной системы отвечает глубине около 14—15 км (в предположении о линейном росте литостатического давления — 1 кбар/3.5 км). Для определения возраста метаморфизма проанализирована термическая история породы, образованной при $P = 4.8$ кбар (см. табл. 3), что совпадает с глубиной около 17 км [Spear, 1993]. Это означает, что на постметаморфическом этапе метapelиты поднялись не менее чем на 2—3 км. С учетом вычисленной ранее скорости эксгумации ($v = 370$ м/млн лет) [Лиханов и др., 2011], согласующейся с другими оценками [Corsini et al., 2010], представляется возможным получить время (t) подъема метapelитов до уровня изотермы 330—360 °C по формуле: $t = H/v = 5—8$ млн лет, где H — расстояние транспортировки пород с глубин их формирования. Возраст кульминационной стадии регионального метаморфизма может быть вычислен суммированием этих величин с датировками слюд, соответствующих возрасту остывания пород до температуры закрытия изотопной системы. С учетом рассчитанной максимальной величины длительности подъема пород такой возраст должен быть не древнее 956 ± 21 млн лет, что в пределах ошибки согласуется с данными U-Pb датировок.

Эти датировки подтверждают ранние U-Th-Pb и Rb-Sr оценки возраста тейского

гранитоидного купола (1000—900 млн лет) и Ar-Ar возраста Hbl из метабазитов, чередующихся с горизонтами сланцев тейской серии (955 ± 18 млн лет), полученными другими методами [Ножкин и др., 1999]. Они являются первыми достоверными SHRIMP-II свидетельствами проявления гренвилльских событий в западном обрамлении Сибирского кратона, имевших место примерно в то же время и в других литосферных блоках азиатского континента [Ярмолюк и др., 2005]. Они синхронны с возрастными данными мафических пород Верхоянского пояса на восточной окраине Сибирского кратона [Khudoley et al., 2001], а также ряда пород из других регионов мира — Южной Америки (кратон Сан Франциско) и Африки (кратон Конго) [Ernst et al., 2008], входящих в состав крупных магматических провинций гренвилльского этапа [Ernst et al., 2008].

Более позднее внедрение коллизионных гранитоидов Каламинского массива, возраст которых по данным U-Pb датирования по циркону составляет 868—864 млн лет [Vernikovskiy et al., 2007], привело к очередному прогреву метаморфических пород в ходе термального метаморфизма. ^{39}Ar - ^{40}Ar изотопное датирование биотита из обр. 169, отобранного вблизи непосредственного контакта с гранитоидами, показало возраст плато 857 ± 7 млн лет (см. рис. 6, в). Эта оценка с учетом скорости эксгумации пород указывает на то, что возраст контактового метаморфизма был не старше 862 млн лет, что соответствует результатам U-Pb датирования становления гранитоидов Каламинского массива.

В спектрах биотитов, отобранных из метapelитов коллизионного метаморфизма ТПМК, наблюдаются четкие плато с возрастными 826.1 ± 8.4 (см. рис. 6, д) и 829.3 ± 8.4 (см. рис. 6, з), соответствующими этапу охлаждения пород до температуры закрытия K-Ar изотопной системы. Эти значения возрастов биотита согласуются между собой в пределах ошибки измерений, что свидетельствует о практически

одновременном этапе подъема и охлаждения блока пород, испытавших коллизионный метаморфизм. Интерпретация вышеописанной модели утолщения земной коры в результате надвигов показывает, что погруженные на разные глубины (25.0 км — обр. 163, $P = 7.1$ кбар и 22.4 км — обр. 161, $P = 6.4$ кбар) метapelиты на постколлизионном этапе поднялись не менее чем на 10.0 и 7.4 км соответственно [Лиханов и др., 2011]. С учетом вычисленной ранее линейной скорости эксгумации получим длительность подъема образцов 163 и 161 до уровня изотермы 330 °С, составляющую 27 и 20 млн лет соответственно. Верхнерифейский возраст кульминационной стадии коллизионного метаморфизма, рассчитанный суммированием этих величин с датировками слюд, должен быть не древнее 853—849 млн лет, что хорошо согласуется с оценками возраста Ку-Sil метаморфизма (851—863 млн лет) для других надвиговых комплексов Заангарья Енисейского кряжа [Лиханов и др., 2007, 2010, 2011]. Схожий характер P - T эволюции с усилением степени метаморфизма в направлении на северо-восток и синхронность возрастов для этих метаморфических комплексов Заангарья Енисейского кряжа предполагает их формирование в ходе одного геодинамического процесса — надвигания на Енисейский кряж в зоне Татарского глубинного разлома блоков пород со стороны Сибирского кратона, что подтверждается как геофизическими данными [Константинов и др., 1999], так и результатами исследований природы и возраста источников сноса [Ножкин и др., 2008; Лиханов, Ревердатто, 2011].

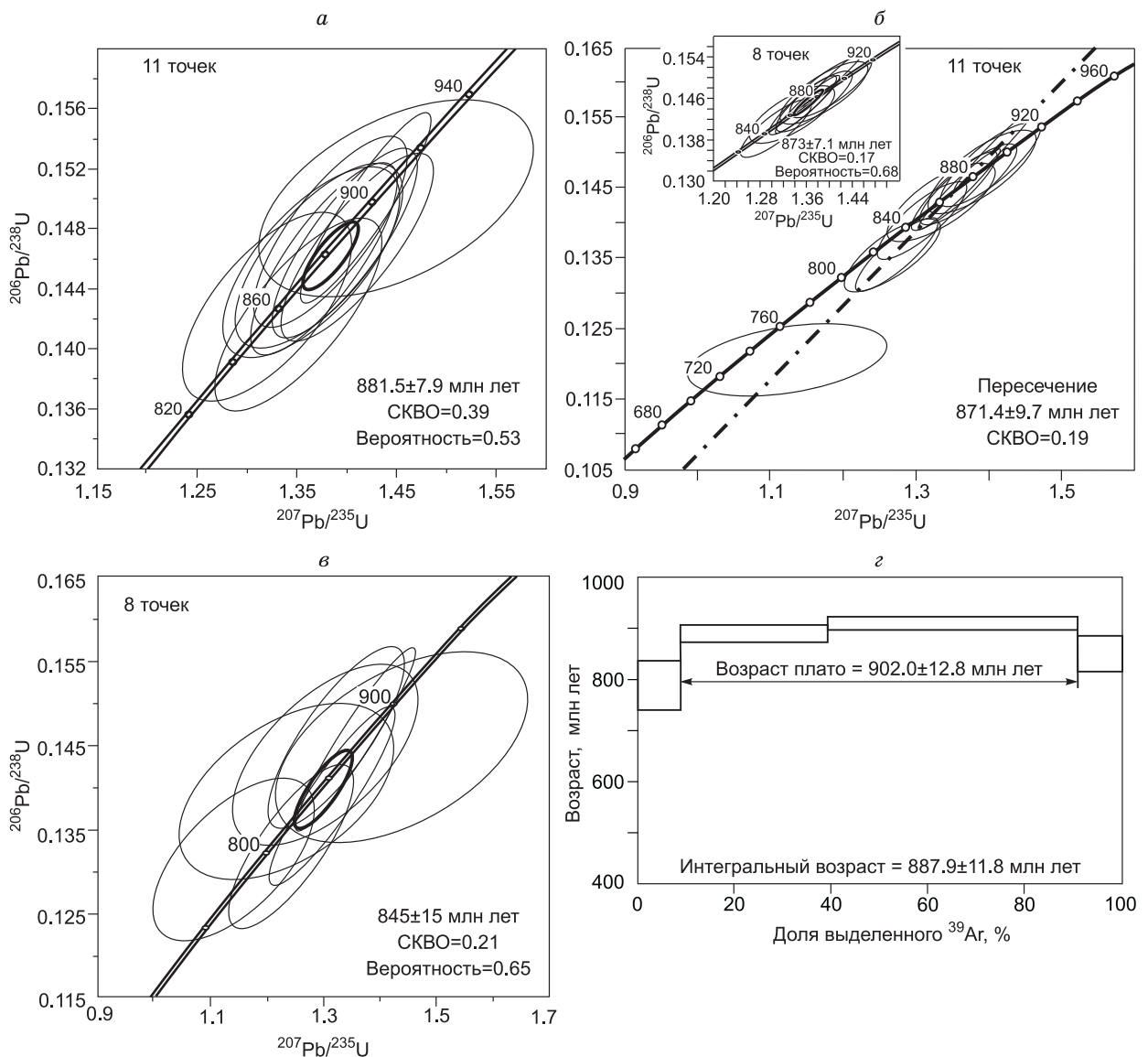


Рис. 8. Диаграммы с конкордией для зерен цирконов из:

a — порфиробластических плагиогнейсов (обр. 2), *б* — гранитов рапакиви (обр. 43), *в* — мигматитов (обр. 57); *г* — результаты $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ определения для роговой обманки из микроклин-цоизитовых ортоамфиболитов (обр. 10).

Фигуративные точки 11 центральных и краевых частей зерен цирконов из порфиробластических плагиогнейсов в ГМК располагаются вдоль конкордии в диапазоне 860—900 млн лет со средним значением 881.5 ± 7.5 млн лет (рис. 8, а). Результаты U-Pb геохронологических исследований циркона хорошо согласуются с ^{40}Ar - ^{39}Ar данными, полученными методом ступенчатого прогрева. Для спектра Hbl, выделенной из микроклин-цоизитовых амфиболитов, получено четкое плато с возрастом 902 ± 12.8 млн лет, соответствующим этапу охлаждения пород до температуры (500°C) закрытия K-Ar изотопной системы в роговой обманке [Hodges, 2004] (см. рис. 8, з). Результаты U-Pb датирования согласуются в пределах ошибок метода с данными возраста по зернам цирконов (880 — 865 млн лет) из древних коллизионных гранитоидов [Vernikovsky et al., 2007] и с датировками возраста Ku-Sil метаморфизма для других надвиговых структур в составе ТПМК [Лиханов и др., 2011].

Дискордия, построенная по 11 точкам зональных цирконов гранитов рапакиви, имеет верхнее пересечение с конкордией 871.4 ± 9.7 млн лет (см. рис. 8, б). Близкое, перекрывающееся в пределах ошибки, значение получено для восьми зональных конкордантных ядер и оболочки — 873.1 ± 7.1 млн лет (см. рис. 8, б, вставка). Близкий возраст детритовых ядер и внешних кайм циркона свидетельствует о полной перекристаллизации ядер с потерей радиогенного свинца в результате последующего метаморфизма. Полученные результаты U-Pb датирования согласуются с U-Pb данными по зернам цирконов и ^{40}Ar - ^{39}Ar данными по амфиболам для порфиробластических плагиогнейсов и ортоамфиболитов ГМК, являющихся продуктами синэксгумационного динамометаморфизма. Это позволяет рассматривать полученные возрастные оценки для обоснования времени позднерифейского динамометаморфизма с формированием бластомилонитов в зонах сдвиговых деформаций.

Фигуративные точки восьми центральных и краевых частей зерен цирконов из мигматитов располагаются вдоль конкордии в диапазоне 796 — 878 млн лет со средним значением 845 ± 15 млн лет (см. рис. 8, в). Более поздний возраст метаморфизма мигматитов практически синхронен с коллизионным метаморфизмом умеренных давлений Ku-Sil типа [Лиханов и др., 2011].

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ, ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

Интерпретация геолого-структурных, минералого-петрологических и изотопно-геохронологических данных по эволюции пород в ТПМК и ГМК позволила обосновать особенности их развития и выделить два этапа в рифейской геологической истории Заангарья Енисейского кряжа, различающихся термодинамическими режимами и величинами метаморфических градиентов.

На первом этапе сформировался высокоградиентный зональный ТПМК низких давлений And-Sil типа ($P = 3.9$ — 5.1 кбар, $T = 510$ — 640°C) при обычном для орогенеза метаморфическом градиенте $dT/dH = 25$ — $35^\circ\text{C}/\text{км}$. Временная связь этих процессов с гренвильской орогией подтверждена U-Pb SHRIMP-II и ^{40}Ar - ^{39}Ar датировками метапелитов (973 — 953 млн лет). Наиболее глубокие блоки пород ГМК испытали метаморфизм повышенных давлений в условиях амфиболитовой фации в узком интервале $P = 7.1$ — 8.7 кбар и $T = 580$ — 630°C .

На втором этапе эти породы испытали позднерифейский (900 — 850 млн лет) динамометаморфизм в условиях эпидот-амфиболитовой фации ($P = 3.9$ — 4.9 кбар и $T = 460$ — 550°C) при низком градиенте $dT/dH < 10^\circ\text{C}/\text{км}$, с формированием бластомилонитов в сдвиговых зонах, по которым осуществлялась эксгумация высокометаморфизованных блоков в верхние структурные этажи континентальной коры. Почти одновременно с этими событиями породы ТПМК подверглись позднерифейскому коллизионному метаморфизму умеренных давлений Ku-Sil типа ($P = 5.7$ — 7.2 кбар; $T = 660$ — 700°C) с локальным повышением давления вблизи надвигов, в результате чего происходило прогрессивное замещение And \rightarrow Ku и образование новых минеральных ассоциаций и деформационных структур. Развитие температурной зональности осуществлялось при весьма низком метаморфическом градиенте с dT/dH не более $12^\circ\text{C}/\text{км}$. Это могло быть связано с надвиганием в зоне Татарского глубинного разлома блоков пород со стороны Сибирского кратона на Енисейский кряж, что подтверждается геофизическими данными и результатами исследований природы и возраста протолитов. Синхронно с коллизионными процессами вблизи гранитоидных плутонов локально проявлен термальный метаморфизм позднерифейского возраста в условиях высокого метаморфического градиента с $dT/dH > 100^\circ\text{C}/\text{км}$.

По времени и стилю все эти метаморфические события — интенсивная складчатость и деформации, региональный LP/HT и амфиболитовый метаморфизм, вызванный надвигами коллизионный метаморфизм, гранитообразование и контактовый метаморфизм — соответствуют эпохе позднегренвильской складчатости с пиками орогенеза 970 — 950 и 880 — 850 млн лет, имевшей место примерно в то же время и в других частях азиатского континента. Аналогичный характер метаморфизма с похожим термодинамическим режимом и величинами метаморфических градиентов, отражающими контрастные тектонические обстановки быстрого погружения и подъема в сдвиговых зонах, типичен для автохтонных пород амфиболитовой фации Гренвильской провинции [Rivers, 2008]. Сравнительный анализ струк-

турно-геологических признаков и особенностей метаморфической эволюции пород в ТПМК и ГМК (синхронность возрастных датировок с учетом скорости эксгумации пород, похожий вид *P-T* трендов погружения и эксгумации блоков пород, однообразии деформационных процессов с формированием бластомилонитов, приуроченных к определенным тектоническим событиям и др.) позволяет рассматривать их как единый гаревско-тейский полиметаморфический комплекс (ГТМК) позднегренвилльской орогении на западной окраине Сибирского кратона. Тектонометаморфическое развитие этого комплекса контролировалось влиянием крупных линейментных структур региона — Приенисейской и Татарско-Ишимбинской региональных сдвиговых зон, сформировавших тектонический облик Заангарья Енисейского кряжа.

Анализ новых данных о развитии земной коры в регионе позволяет сформулировать два следствия, представляющих существенный петрологический и геодинамический интерес.

1. Первое связано с проблемой интерпретации метаморфической зональности с тремя силикатами глинозема и замещением $\text{And} \rightarrow \text{Ky}$. Среди прогрессивных минеральных реакций с участием полиморфных модификаций Al_2SiO_5 наиболее обычны замещения $\text{And} \rightarrow \text{Sil}$ или $\text{Ky} \rightarrow \text{Sil}$, характерные для зональных метаморфических комплексов низких и умеренных давлений. Наблюдаемые же на Енисейском кряже и в других регионах мира (Северо-Западные Кордильеры, нагорье Далредиаан, Аппалачи) замещения $\text{And} \rightarrow \text{Ky}$ являются редкостью, поскольку стационарная континентальная геотерма обычно не пересекает линию равновесия андалузит-кианит [Kerrick, 1990]. Для объяснения этого явления было предложено несколько моделей, где увеличение литостатического давления было обусловлено тектоническим утолщением коры в результате надвигов (thrust loading) [Spear et al., 2002]; магматической нагрузкой (magma loading), т.е. под действием давления интрузивного тела [Brown, Walker, 1993]; или спецификой моноциклического зонального метаморфизма типа Айдахо.

В литературе описано несколько проявлений метаморфизма с «тройной точкой». К наиболее известным из них относятся Белз Бьютт в Айдахо [Hietanen, 1956], Маунт Мусилок в Нью-Гэмпшире [Hodges, Spear, 1982] и поднятия Рио Мора, Пикурис и Тручас в Нью-Мексико [Holdaway, Goodge, 1990]. Они являются классическими примерами зональных одноактных ореолов, формирующихся при давлении около «тройной точки» силикатов глинозема. Это так называемый «тип Айдахо», по классификации [Hietanen, 1967], где имело место образование $\text{And} + \text{Ky} + \text{Sil}$ ассоциации.

В изученных нами примерах зональности секущий характер наложенных изоград, специфика распределения химических компонентов в зональных минералах, различия в структурно-текстурных особенностях, *P-T* условиях, величинах градиентов и изотопных датировках разных типов метаморфизма свидетельствуют о последовательном росте полиморфов Al_2SiO_5 , связанным со сложной полиметаморфической историей при смене тектонических условий. Во всех случаях минералы Al_2SiO_5 образовались в разное время и не могут считаться стабильными одновременно, хотя *P-T* тренды полиморфов могли проходить вблизи или непосредственно через «тройную точку» [Лиханов, Ревердатто, 2013]. Это согласуется с выводами Д. Паттисона [Pattison, 2001], что минеральная ассоциация «тройной точки» Al_2SiO_5 невозможна в типичных Ms-Bt-Qz метапелитах. Полиметаморфический характер зональности для высокоглиноземистых по составу метапелитов Енисейского кряжа хорошо согласуется с доказательствами последовательного роста полиморфов в аналогичных по составу породах Новой Англии [Florence et al., 1993; Spear et al., 2002]. В этих работах продемонстрировано, что район Маунт Мусилок, ранее считавшийся эталонным примером зональных одноактных ореолов, являлся частью надвиговой структуры, где And-Sil породы низких давлений испытали Ky-Sil метаморфизм умеренных давлений вблизи разломов. Об этом же свидетельствовало отсутствие изотопного равновесия между полиморфами Al_2SiO_5 [Larson, Sharp, 2000]. Сравнительный анализ с другими классическими проявлениями в США и Европе, где исследовалась эволюция метаморфических комплексов с тремя алюмосиликатами [Grover et al., 1992; Williams, Karlstrom, 1996; Reche et al., 1998], позволяет сделать вывод, что минеральные ассоциации «тройной точки» Al_2SiO_5 , в которой все три полиморфа находятся в стабильном равновесии, не устойчивы в метапелитах любого состава. Они всегда находились в реакционных соотношениях, т.е. формировались разновременно.

2. Положение Сибири относительно других древних кратонов в позднегренвилльское время неопределенно [Pisarevsky et al., 2008]. В ряде современных палеотектонических моделей эволюции северо-западной части суперконтинента Родинии [Метелкин и др., 2007, 2012], основанных на расчетах траектории кажущегося движения палеомагнитного полюса, показано, что в конце мезопротерозоя—начале неопротерозоя Сибирь и Лаврентия могли быть связаны друг с другом. Однако отсутствие надежных возрастных датировок — эквивалентов гренильских коллизионных событий в пределах Сибирского кратона [Богданова и др., 2009], не позволяло до настоящего времени выполнить верификацию данных палеомагнитного моделирования. Выявленные индикаторы позднегренвилльских коллизионных событий в пределах ГТМК Сибирского кратона подтверждают тесную пространственную связь Сибири и Лаврентии в раннем неопротерозое, что не противоречит современным палеореконструкциям [Dalziel et

al., 2000]. По этим представлениям Сибирский кратон ориентирован своей северной (в современных координатах) окраиной к арктической окраине Лаврентии таким образом, что западная окраина Сибири, включающая Енисейский кряж, являлась продолжением восточной окраины Лаврентии и северо-западных краин граничащих с ней Балтии и кратонов Западной Гондваны: Амазонии, Конго и Калахари. Об этом свидетельствует присутствие пород гренвилльского возраста в пограничных зонах всех этих кратонов (рис. 9). Классическая конфигурация Родинии [Torsvik, 2003] предполагает, что в процесс коллизии с Сибирским континентом был вовлечен Северо-Китайский террейн, в результате чего сформировался ороген с надвигами и сдвигами в сочетании с зонами локального растяжения. М.И. Волобуев [1993] считал, что это могла быть мозаика микроконтинентов западно-сибирской ветви Урало-Монгольского палеоокеана. Заметное сходство палеопротерозойской структуры и истории развития Сибирского и Северо-Американского кратонов, где Аkitканский орогенный пояс в Сибири является продолжением близковозрастного магматического пояса Телон-Талсон (Лаврентия), подтверждает их тесную ассоциацию в конфигурации Родинии [Condie, Rosen, 1994; Donskaya et al., 2009]. В этом случае северным продолжением Гренвилльского пояса, протягивающегося на расстояние более 10000 км от западной Австралии до Свеконорвежского орогена Балтики, могли быть гренвиллиды западной окраины Сибирского кратона, свидетельства присутствия которых приведены в данной статье.

Авторы признательны С.П. Кориковскому (ИГЕМ РАН, г. Москва) за конструктивные замечания, стимулирующие плодотворную дискуссию по эволюции пород тейского комплекса, и двум рецензентам — Е.В. Склярору (ИЗК СО РАН, г. Иркутск) и А.Д. Ножкину (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск) за критический анализ рукописи.



Рис. 9. Расположение подвижных поясов гренвилльской складчатости (голубым цветом), по [Rino et al., 2008] с модификацией [Ernst et al., 2008], в период стабилизации (1000—850 млн л.н.) суперконтинента Родиния.

Показано положение Сибирского кратона, по [Dalziel et al., 2000]; Аkitканского (Сибирь) и Телон-Талсон (Лаврентия) магматических поясов (розовым цветом), по [Pisarevsky et al., 2008]. Символы для малых кратонов: С.Кит — Северный Китай, Кал — Калахари, СФ-Кон — Сан-Франциско-Конго, Рио — Рио де ла Плато, З.Аф — Западная Африка, Р — Рокол, С — Свальбард.

Исследования осуществлялись при поддержке грантов Президиума СО РАН (партнерский проект фундаментальных исследований № 12) и РФФИ (грант 11-05-00321).

ЛИТЕРАТУРА

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. Геологическая 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. Геологическая корреляция, 2009, т. 17, № 3, с. 29—45.

Верниковский В.А., Казанский А.Ю., Матушкин Н.Ю., Метелкин Д.В., Советов Ю.К. Геодинамическая эволюция складчатого обрамления и западная граница Сибирского кратона в неопротерозое: геолого-структурные, седиментологические, геохронологические и палеомагнитные данные // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (4), с. 502—519.

Волобуев М.И. Рифейский офиолитовый комплекс Енисейского кряжа // Геотектоника, 1993, № 6, с. 82—87.

Добрецов Н.Л. Глобальная геодинамическая эволюция Земли и глобальные геодинамические модели // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (6), с. 761—784.

Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Хлестов В.В. Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. М., Недра, 1972, 286 с.

Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Соболев Н.В., Хлестов В.В. Фации регионального метаморфизма высоких давлений. М., Недра, 1974, 328 с.

Егоров А.С. Глубинное строение и геодинамика литосферы Северной Евразии (по результатам геолого-геофизического моделирования вдоль геотраверсов России). СПб., ВСЕГЕИ, 2004, 199 с.

Зиновьев С.В., Чиков Б.М. Геолого-структурная модель Кедровско-Бутачихинской деформационно-метаморфической зоны (Рудный Алтай) // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (7), с. 1018—1026.

Качевский Л.К., Качевская Г.И., Стороженко А.А., Зуев В.К., Динер А.Э., Васильев Н.Ф. К вопросу о выделении архейских метаморфических комплексов в заангарской части Енисейского кряжа // Отечественная геология, 1994, № 11—12, с. 45—49.

Козлов П.С., Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Зиновьев С.В. Тектонометаморфическая эволюция гаревского полиметаморфического комплекса Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (11), с. 1476—1496.

Константинов М.М., Данковцев Р.Ф., Симкин Г.С., Черкасов С.В. Глубинное строение и закономерности размещения месторождений Северо-Енисейского золоторудного района (Россия) // Геология рудных месторождений, 1999, т. 41, № 5, с. 425—436.

Ларин А.М. Граниты рапакиви в геологической истории Земли. Статья 1. Рапакивигранитсодержащие магматические ассоциации: возраст, геохимия, тектоническое положение // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2009, т. 17, № 3, с. 3—28.

Легенда Енисейской серии Государственной геологической карты Российской Федерации м-ба 1:200 000 (второе издание) / Ред. Л.К. Качевский. Красноярск, Красноярскгеология, 2002, 200 с.

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 (4), с. 305—316.

Лиханов И.И., Ревердатто В.В. Массоперенос при замещении андалузита кианитом в глиноземисто-железистых метапелитах Енисейского кряжа // Петрология, 2002, т. 10, № 5, с. 543—560.

Лиханов И.И., Ревердатто В.В. Нижнепротерозойские метапелиты Енисейского кряжа: природа и возраст протолита, поведение вещества при коллизионном метаморфизме // Геохимия, 2011, т. 49, № 3, с. 239—267.

Лиханов И.И., Ревердатто В.В. О минеральных ассоциациях «тройной точки» Al_2SiO_5 в метапелитах // ДАН, 2013, т. 448, № 2, с. 193—196.

Лиханов И.И., Ревердатто В.В. Геохимия, возраст и особенности петрогенезиса пород гаревского метаморфического комплекса Енисейского кряжа // Геохимия, 2014, т. 52, № 1, с. 3—25.

Лиханов И.И., Шеплев В.С., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Киреев А.Д. Об изохимической природе контактового метаморфизма высокоглиноземистых метапелитов: ореол Аяхтинского гранитоидного массива, Енисейский кряж // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (1), с. 90—97.

Лиханов И.И., Полянский О.П., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Вершинин А.Е., Кребс М., Мемми И. Метаморфическая эволюция высокоглиноземистых метапелитов вблизи Панимбинского надвига (Енисейский кряж): минеральные ассоциации, *P-T* параметры и тектоническая модель // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (8), с. 1205—1220.

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., Ревердатто В.В., Вершинин А.Е. Коллизионный метаморфизм как результат надвигов в заангарской части Енисейского кряжа // ДАН, 2006, т. 411, № 2, с. 235—239.

Лиханов И.И., Козлов П.С., Полянский О.П., Попов Н.В., Ревердатто В.В., Травин А.В., Вершинин А.Е. Неопротерозойский возраст коллизионного метаморфизма в Заангарье Енисейского кряжа (по ^{40}Ar - ^{39}Ar данным) // ДАН, 2007, т. 412, № 6, с. 799—803.

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, № 1, с. 20—41.

Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Попов Н.В. Коллизионный 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 (12), с. 1335—1356.

Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Травин А.В. Верхнерифейский возраст кианит-силлиманитового метаморфизма в Заангарье Енисейского кряжа (по ^{40}Ar - ^{39}Ar данным) // ДАН, 2010, т. 433, № 6, с. 796—801.

Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С. Коллизионные метаморфические комплексы Енисейского кряжа: особенности эволюции, возрастные рубежи и скорость эксгумации // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (10), 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, № 8, с. 966—976.

Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С. U-Pb и ^{40}Ar - ^{39}Ar свидетельства гренвилльских событий на Енисейском кряже при формировании тейского полиметаморфического комплекса // Геохимия, 2012б, т. 50, № 6, с. 607—614.

Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Попов Н.В., Козлов П.С. Первая находка гранитов рапакиви на Енисейском кряже: возраст, *PT*-условия и обстановки формирования // ДАН, 2012в, т. 443, № 2, с. 207—213.

Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Хиллер В.В. Первые данные о проявлении мезопротерозойских тектонических событий в геологической истории Южно-Енисейского кряжа // Докл. РАН, 2013а, т. 453, № 6, с. 671—675.

Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Хиллер В.В., Сухоруков В.П. Зональность граната в метапелитах как следствие трех метаморфических событий в докембрийской истории Енисейского кряжа // Петрология, 2013б, т. 21, № 6, с. 612—631.

Маслов А.В., Ножкин А.Д., Подковыров В.Н., Летникова Е.Ф., Туркина О.М., Гражданкин Д.В., Дмитриева Н.В., Ишерская М.В., Крупенин М.Т., Ронкин Ю.Л., Гареев Э.З., Вещева С.В., Лепихина О.П. Геохимия тонкозернистых терригенных пород верхнего докембрия Северной Евразии. Екатеринбург, Изд-во УрО РАН, 2008, 274 с.

Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю. Неопротерозойский этап эволюции Родинии в свете главных палеомагнитных данных по западной окраине Сибирского кратона // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 42—59.

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 (7), с. 883—899.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бибилова Е.В., Терлеев А.А., Хоментовский В.В. Рифейские гранитоидные купола Енисейского кряжа: геологическое строение и U-Pb изотопный возраст // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (9), с. 1305—1313.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Маслов А.В., Дмитриева Н.В., Ковач В.П., Ронкин Ю.Л. Sm-Nd-изотопная систематика метапелитов докембрия Енисейского кряжа и вариации возраста источников сноса // ДАН, 2008, т. 423, № 6, с. 795—800.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Баянова Т.Б. Раннепротерозойские коллизионные и внутриплитные гранитоиды юго-западной окраины Сибирского кратона: петрогеохимические особенности, U-Pb геохронологические и Sm-Nd изотопные данные // ДАН, 2009а, т. 428, № 3, с. 386—391.

Ножкин А.Д., Маслов А.В., Подковыров В.Н., Туркина О.М., Летникова Е.Ф., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т., Дмитриева Н.В., Гареев Э.З., Лепихина О.П. Геохимические особенности терригенных пород рифея Южного Урала и Сибири и вариации зрелости континентальной коры // Геология и геофизика, 2009б, т. 50 (2), с. 95—114.

Ножкин А.Д., Борисенко А.С., Неволько П.А. Этапы позднепротерозойского магматизма и возрастные рубежи золотого оруденения Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (1), с. 158—181.

Ножкин А.Д., Качевский Л.К., Дмитриева Н.В. Позднепротерозойская рифтогенная метарит-олит-базальтовая ассоциация Глушихинского прогиба (Енисейский кряж): петрогеохимический состав, возраст и условия образования // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (1), с. 58—71.

Попов Н.В., Лиханов И.И., Ножкин А.Д. Мезопротерозойский гранитоидный магматизм в заангарской части Енисейского кряжа: результаты U-Pb исследований // ДАН, 2010, т. 431, № 4, с. 509—515.

Розен О.М. Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции // Геотектоника, 2003, № 3, с. 3—21.

Сальников А.С. Сейсмологическое строение земной коры платформенных и складчатых областей Сибири по данным региональных сейсмических исследований преломленными волнами. Новосибирск, Изд-во СНИИГГиМСа, 2009, 132 с.

Семихатов М.А. Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа. М., Изд-во АН СССР, 1962, 237 с.

Склярков Е.В. Механизмы эксгумации метаморфических комплексов // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (1), с. 71—75.

Туркина О.М., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Лепихина Е.Н., Пресняков С.Л., Салтыкова Т.Е. Палеоархейский тоналит-трондьемитовый комплекс Шарыжалгайского выступа (юго-запад Сибирского кратона): результаты U-Pb и Sm-Nd исследования // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (1), с. 21—37.

Федоровский В.С., Склярков Е.В. Анатомия зон косой коллизии (на примере Ольхонской коллизионной системы, Западное Прибайкалье) // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит. Владивосток, Дальнаука, 2011, с. 43—44.

Хабаров Е.М. Формации и эволюция рифейской седиментации восточных зон Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (10), с. 44—54.

Хабаров Е.М., Вараксина И.В. Строение и обстановки формирования мезопротерозойских нефтегазоносных карбонатных комплексов запада Сибирского кратона // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (8), с. 1173—1198.

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.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Козаков И.К., Котов А.Б., Ковач В.П., Владыкин Н.В., Яковлева С.З. U-Pb возраст син- и постметаморфических гранитоидов Южной Монголии — свидетельство присутствия гренвиллид в Центрально-Азиатском складчатом поясе // ДАН, 2005, т. 404, № 1, с. 84—89.

Anderson J.L., Smith D.R. The effects of temperature and f_{O_2} on the Al-in-hornblende barometer // Amer. Miner., 1995, v. 80, p. 549—559.

Beddoe-Stephens B. Pressures and temperatures of Dalradian metamorphism and the andalusite-kyanite transformation in the northeast Grampians // Scottish J. Geol., 1990, v. 26, p. 3—14.

Berman R.G. Internally consistent thermodynamic data for minerals in the system Na₂O—K₂O—CaO—FeO—MgO—Al₂O₃—SiO₂—TiO₂—H₂O—CO₂ // J. Petrol., 1988, v. 29, p. 455—522.

Bestel M., Gawronski T., Abart R., Rhede D. Compositional zoning of garnet porphyroblasts from the polymetamorphic Wölz Complex, Eastern Alps // Miner. Petrol., 2009, v. 97, p. 173—188.

Blundy J.D., Holland T.J.B. Calcic amphibole equilibria and new amphibole-plagioclase geothermometer // Contr. Miner. Petrol., 1990, v. 104, p. 208—224.

Brown E.H., Walker N.W. A magma-loading model for Barrovian metamorphism in the Southeast Coast Plutonic Complex, British Columbia and Washington // Geol. Soc. Amer. Bull., 1993, v. 105, p. 479—500.

Bucher-Nurminen K.A. A recalibration of the chlorite-biotite-muscovite geobarometer // Contr. Miner. Petrol., 1987, v. 96, p. 519—522.

Chatterjee N.D., Johannes W.S. Thermal stability and standard thermodynamic properties of synthetic 2M₁-muscovite, KAl₂Al₃Si₃O₁₀(OH)₂ // Contr. Miner. Petrol., 1974, v. 48, p. 89—114.

- Condie K.C., Rosen O.M.** Laurentia-Siberia connection revisited // *Geology*, 1994, v. 22, p. 168—170.
- Corsini M., Bosse V., Feraud G., Demoux F., Crevola G.** Exhumation processes during post-collisional stage in the Variscan belt revealed by detailed $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ study (Tanneron Massif, SE France) // *Int. J. Earth Sci.*, 2010, v. 99, p. 327—341.
- Cutts K.A., Kinny P.D., Strachan R.A., Hand M., Kelsey D.E., Emery M., Friend C.R.L., Leslie A.G.** Three metamorphic events recorded in a single garnet: integrated phase modelling, in situ LA-ICPMS and SIMS geochronology from the Moine Supergroup, NW Scotland // *J. Metamorphic Geol.*, 2010, v. 28, p. 249—267.
- Dalziel I.W.D., Mosher S., Gahagan L.M.** Laurentia-Kalahari collision and the assembly of Rodinia // *J. Geol.*, 2000, v. 108, p. 499—513.
- Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Pisarevsky S.A., Poller U., Mazukabzov A.M., Bayanova T.B.** Discovery of Archaean crust within the Akitkan orogenic belt of the Siberian craton: new insight into its architecture and history // *Precam. Res.*, 2009, v. 170, p. 61—72.
- 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 // *Precam. Res.*, 2008, v. 160, p. 159—178.
- Ferry J.M., Spear F.S.** Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet // *Contr. Miner. Petrol.*, 1978, v. 66, p. 113—117.
- Florence F.P., Spear F.S., Kohn M.J.** *P-T* paths from northwestern New Hampshire: metamorphic evidence for stacking in a thrust/nappe complex // *Amer. J. Sci.*, 1993, v. 293, p. 937—979.
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D.** A geochemical classification for granitic rocks // *J. Petrol.*, 2001, v. 42, p. 2033—2048.
- Ghent E.D., Stout M.Z.** Geobarometry and geothermometry of plagioclase-biotite-garnet-muscovite assemblages // *Contr. Miner. Petrol.*, 1981, v. 76, p. 92—97.
- Grover T.W., Rice J.M., Carey J.W.** Petrology of aluminous schists in the Boehls Butte region of Northern Idaho: phase equilibria and *P-T* evolution // *Amer. J. Sci.*, 1992, v. 292, p. 474—507.
- Hietanen A.** Kyanite, andalusite and sillimanite in the schists in Boehls Butte quadrangle, Idaho // *Amer. Miner.*, 1956, v. 41, p. 1—27.
- Hietanen A.** On the facies series in various types of metamorphism // *J. Geol.*, 1967, v. 75, p. 187—214.
- Hodges K.V.** Geochronology and thermochronology in orogenic system // *Treatise on geochemistry* / Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. Oxford UK, Elsevier, 2004, p. 263—292.
- Hodges K.V., Spear F.S.** Geothermometry, geobarometry and the Al_2SiO_5 triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire // *Amer. Miner.*, 1982, v. 67, p. 1118—1134.
- Hodges K.V., Crowley P.D.** Error estimation and empirical geothermobarometry for pelitic system // *Amer. Miner.*, 1985, v. 70, p. 702—709.
- Hoisch T.D.** A muscovite-biotite geothermometer // *Amer. Miner.*, 1989, v. 74, p. 565—572.
- Hoisch T.D.** Empirical calibration of six geobarometers for the mineral assemblage quartz + muscovite + biotite + plagioclase + garnet // *Contr. Miner. Petrol.*, 1990, v. 104, p. 225—234.
- Hoisch T.D.** Equilibria within the mineral assemblage quartz + muscovite + biotite + garnet + plagioclase and implications for the mixing properties of octahedrally coordinated cations in muscovite and biotite // *Contr. Miner. Petrol.*, 1991, v. 108, p. 43—54.
- Holdaway M.J., Goodge J.W.** Rock pressure vs. fluid pressure as a controlling influence on mineral stability: an example from New Mexico // *Amer. Miner.*, 1990, v. 75, p. 1043—1058.
- Holdaway M.J., Mukhopadhyay B., Dyar M.D., Guidotti C.V., Dutrow B.L.** Garnet-biotite geothermometry revised: new Margules parameters and a natural specimen data set from Maine // *Amer. Miner.*, 1997, v. 82, p. 582—595.
- Hollister L.S., Grissom G.C., Peters E.K., Stowell H.H., Sisson V.B.** Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons // *Amer. Miner.*, 1987, v. 72, p. 231—239.
- Kaneko Y., Miyano T.** Recalibration of mutually consistent garnet-biotite and garnet-cordierite geothermometers // *Lithos*, 2004, v. 73, p. 255—269.
- Kerrick D.M.** The Al_2SiO_5 polymorphs. *Miner. Soc. Amer. Rev. Miner.*, 1990, v. 22, 406 p.
- Khudoley A.K., Rainbird R.H., Stern R.A., Kropachev A.P., Heaman L.M., Zanin A.M., Podkovyrov V.N., Belova V.N., Sukhorukov V.I.** Sedimentary evolution of the Riphean-Vendian basin of southeastern Siberia // *Precam. Res.*, 2001, v. 111, p. 129—163.
- Kleemann U., Reinhardt J.** Garnet-biotite thermometry revisited: the effect of Al^{VI} and Ti in biotite // *Eur. J. Miner.*, 1994, v. 6, p. 925—941.
- Kohn M.J., Spear F.S.** Error propagation for barometers // *Amer. Miner.*, 1991, v. 76, p. 138—147.

Kohn M.J., Orange D.L., Spear F.S., Rumble D. III, Harrison T.M. Pressure, temperature, and structural evolution of west-central New Hampshire: hot thrusts over cold basement // *J. Petrol.*, 1992, v. 33, p. 521—556.

Larson T., Sharp Z. Isotopic disequilibrium in the classic triple-point localities of New Mexico // *Geol. Soc. Amer. Ann. Meeting Abstract Volume*, 2000, v. 32, p. 297—298.

Le Breton N., Thompson A.B. Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis // *Contr. Miner. Petrol.*, 1988, v. 99, p. 226—237.

Likhanov I.I. Chloritoid, staurolite and gedrite of the high-alumina hornfelses of the Karatash pluton // *Int. Geol. Rev.*, 1988a, v. 30, p. 868—877.

Likhanov I.I. Evolution of chemical composition of minerals in metapelites during low-temperature contact metamorphism at the Karatash pluton // *Int. Geol. Rev.*, 1988b, v. 30, p. 878—887.

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 (English Edition)*, 2007, v. 81, 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.*, 2008, v. 50, p. 597—623.

Likhanov I.I., Reverdatto V.V. Neoproterozoic collisional metamorphism in overthrust terranes of the Transangarian Yenisey Ridge, Siberia // *Int. Geol. Rev.*, 2011, v. 53, p. 802—845.

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, p. 133—144.

Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Sheplev V.S., Verschinin A.E., Kozlov P.S. Contact metamorphism of Fe- and Al-rich graphitic metapelites in the Transangarian region of the Yenisey Ridge, eastern Siberia, Russia // *Lithos*, 2001, v. 58, 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. Metamorphic Geol.*, 2004, v. 22, p. 743—762.

Maruyama S., Santosh M., Zhao D. Superplume, supercontinent, and post-perovskite: mantle dynamics and anti-plate tectonics on the core—mantle boundary // *Gondwana Res.*, 2007, v. 11, p. 7—37.

Passchier C.W., Trouw R.A.J. *Microtectonics*. Berlin-Heidelberg-New York, Springer-Verlag, 1996, 289 p.

Pattison D.R.M. Stability of andalusite and sillimanite and the Al_2SiO_5 triple point: constraints from the Ballachulish aureole // *Scot. J. Geol.*, 1992, v. 100, p. 423—446.

Pattison D.R.M. Instability of Al_2SiO_5 «triple point» assemblages in muscovite + biotite + quartz – bearing metapelites, with implications // *Amer. Miner.*, 2001, v. 86, p. 1414—1422.

Perchuk L.L. Derivation of a thermodynamically consistent set of geothermometers and geobarometers for metamorphic and magmatic rocks // *Progress in metamorphic and magmatic petrology* / Ed. L.L. Perchuk. Cambridge, Cambridge University Press, 1991, p. 93—112.

Perchuk L.L., Lavrent'eva I.V. Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite—garnet—biotite // *Kinetics and equilibrium in mineral reactions* / Ed. S.K. Saxena. Berlin-Heidelberg-New York, Springer, 1983, p. 199—239.

Pisarevsky S.A., Natapov L.M., Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Vernikovskiy V.A. Proterozoic Siberia: a promontory of Rodinia // *Precam. Res.*, 2008, v. 160, p. 66—76.

Powell R., Evans J.A. A new geobarometer for the assemblage biotite-muscovite-chlorite-quartz // *J. Metamorphic Geol.*, 1983, v. 1, p. 331—336.

Reche J., Martinez F.J., Arboleya M.L., Dietsch C., Briggs W.D. Evolution of a kyanite-bearing belt within a HT-LP orogen: the case of the NW Variscan Iberia // *J. Metamorphic Geol.*, 1998, v. 16, p. 379—394.

Rino S., Kon Y., Sato W., Maruyama S., Santosh M., Zhao D. 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 // *Precam. Res.*, 2008, v. 167, p. 237—259.

Spear F.S. Relative thermobarometry and metamorphic *P-T* paths // *Evolution of metamorphic belts* / Eds. J.S. Daly, R.A. Cliff, B.W.D. Yardley. *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 43, 1989, p. 63—82.

Spear F.S. *Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths*. Washington, DC, *Miner. Soc. Amer. Monograph*, 1993, 799 p.

Spear F.S., Peacock S.M., Kohn M.J., Florence F. Computer programs for petrologic *P-T-t* path calculations // Amer. Miner., 1991, v. 76, p. 2009—2012.

Spear F.S., Kohn M.J., Cheney J.T., Florence F. Metamorphic, thermal, and tectonic evolution of central New England // J. Petrol., 2002, v. 43, p. 2097—2120.

Symmes G.H., Ferry J.M. The effect of whole-rock MnO content on the stability of garnet in pelitic schists during metamorphism // J. Metamorphic Geol., 1992, v. 10, p. 221—237.

Torsvik T.H. The Rodinia Jigsaw puzzle // Science, 2003, v. 300, p. 1379—1381.

Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E., Wingate M.T.D., Popov N.V., Kovach V.P. The 880—864 Ma granites of the Yenisey Ridge, western Siberian margin: geochemistry, SHRIMP geochronology, and tectonic implications // Precam. Res., 2007, v. 154, p. 175—191.

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.

Whitney D.L., Evans B.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals // Amer. Miner., 2010, v. 95, p. 185—187.

Whitney D.L., Mechum T.A., Kuehner S.M., Dilek Y.R. Progressive metamorphism of pelitic rocks from protolith to granulite facies, Dutchess County, New York, USA: constraints on the timing of fluid infiltration during regional metamorphism // J. Metamorphic Geol., 1996, v. 14, p. 163—181.

Williams M.L., Karlstrom K.E. Looping P-T paths and high-T, low-P middle crustal metamorphism: Proterozoic evolution of the southwestern United States // Geology, 1996, v. 24, p. 1119—1122.

Wolfram S. The mathematica book. 5th ed. Champaign IL, Wolfram Media Inc., 2003, 544 p.

Yu J.-H., O'Reilly S.Y., Wang L., Griffin W.L., Zhang M., Wang R., Jianga S., Shua L. Where was South China in the Rodinia supercontinent? Evidence from U-Pb geochronology and Hf isotopes of detrital zircons // Precam. Res., 2008, v. 164, p. 1—15.

*Рекомендована к печати 21 февраля 2013 г.
Н.В. Соболевым*

*Поступила в редакцию
27 декабря 2012 г.*