

***P-T-t* РЕКОНСТРУКЦИИ МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЮЖНОЙ ЧАСТИ  
ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА (Сибирский кратон): ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ  
И СВЯЗЬ С СУПЕРКОНТИНЕНТАЛЬНЫМИ ЦИКЛАМИ**

**И.И. Лиханов<sup>1</sup>, В.В. Ревердатто<sup>1</sup>, П.С. Козлов<sup>2</sup>, С.В. Зиновьев<sup>1,3</sup>, В.В. Хиллер<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,  
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

<sup>2</sup> Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, 620151, Екатеринбург, Почтовый пер., 7, Россия

<sup>3</sup> Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

На основании изучения гнейсов Приенисейской региональной сдвиговой зоны (ПРСЗ) получены первые данные о проявлении мезопротерозойских тектонических событий в геологической истории Южно-Енисейского кряжа и выделено несколько этапов деформационно-метаморфических преобразований в интервале от позднего палеопротерозоя до венда.

Первый этап (~1.73 млрд лет), соответствующий времени проявления гранулит-амфиболитового метаморфизма пород при  $P = 5.9$  кбар и  $T = 635$  °С, фиксирует завершение становления структуры Сибирского кратона в составе суперконтинента Нуна.

На втором этапе в результате растяжения коры, отвечающего предполагаемому распаду Нуны, эти породы подверглись динамометаморфизму ( $P = 7.4$  кбар и  $T = 660$  °С) с тремя пиками 1.54, 1.38 и 1.25 млрд лет с образованием комплексов высокобарических бластомилонитов. Поздние деформации мезопротерозойской тектонической активизации в регионе были связаны с коллизионными процессами гренвилльского возраста (1.17—1.03 млрд лет), ответственными за формирование суперконтинента Родиния.

Заключительные импульсы динамометаморфических структурно-вещественных преобразований (615—600 млн лет), связанные с аккрецией островодужных террейнов к западной окраине Сибирского кратона, маркируют время завершающего этапа неопротерозойской эволюции Енисейского кряжа. Общая продолжительность выявленных процессов в рифейской эволюции Южно-Енисейского кряжа (~650 млн лет) коррелируется с длительностью геодинамических циклов в развитии суперконтинентов. Схожая последовательность однотипных тектонотермальных событий в истории развития Южно- и Северо-Енисейского кряжа указывают на их синхронное развитие в составе единой структуры в широком диапазоне времени (1385—600 млн лет).

Новые сведения о проявлении разновозрастных событий на западной окраине Сибирского кратона не согласуются с гипотезой о существовании глобального перерыва (от 1.75 до 0.7 млрд лет) в эндогенной активности докембрийского этапа тектонической эволюции юго-западной окраины Сибирского кратона. Синхронная последовательность тектонотермальных событий, выявленная по периферии крупных докембрийских кратонов Лаврентии, Балтики и Сибири, указывает на их территориальную близость в широком диапазоне времени (1550—600 млн лет). Это согласуется с современными палеомагнитными реконструкциями, подтверждающими, что эти кратоны являлись ядрами суперконтинентов Нуна и Родиния в указанном интервале времени.

*Метаморфизм, деформации, геотермобарометрия, Th-U-Pb датирование монацита, Енисейский кряж, Сибирский кратон, суперконтиненты Нуна и Родиния.*

***P-T-t* RECONSTRUCTIONS OF SOUTH YENISEI RIDGE METAMORPHIC HISTORY  
(Siberian craton): PETROLOGICAL CONSEQUENCES AND APPLICATION  
TO THE SUPERCONTINENTAL CYCLES**

**I.I. Likhanov, V.V. Reverdatto, P.S. Kozlov, S.V. Zinoviev, and V.V. Khiller**

Studies of gneisses from the Yenisei regional shear zone (YRSZ) provide the first evidence for Mesoproterozoic tectonic events in the geologic history of the South Yenisei Ridge and allowed the recognition of several stages of deformation and metamorphism spanning from Late Paleoproterozoic to Vendian. The first stage (~1.73 Ga), corresponding to the period of granulite–amphibolite metamorphism at  $P = 5.9$  kbar and  $T =$

635 °C, marks the final amalgamation of the Siberian craton to the Paleo-Mesoproterozoic Nuna supercontinent. During the second stage, corresponding to a hypothesized breakup of Nuna as a result of crustal extension, these rocks underwent Mesoproterozoic dynamic metamorphism ( $P = 7.4$  kbar and  $T = 660$  °C) with three peaks at 1.54, 1.38, and 1.25 Ga and the formation of high-pressure blastomylonite rocks in shear zones. Late-stage deformations during the Mesoproterozoic tectonic activity in the region, related to the Grenville-age collision processes and assembly of Rodinia, took place at 1.17–1.03 Ga. The latest pulse of dynamic metamorphism (615–600 Ma) marks the final stage of the Neoproterozoic evolution of the Yenisei Ridge, which is associated with the accretion of island-arc terranes to the western margin of the Siberian craton. The overall duration of identified tectonothermal processes within the South Yenisei Ridge during the Riphean (~650 Ma) is correlated with the duration of geodynamic cycles in the supercontinent evolution. A similar succession and style of tectonothermal events in the history of both the southern and the northern parts of the Yenisei Ridge suggest that they evolved synchronously within a single structure over a prolonged time span (1385–600 Ma). New data on coeval events identified on the western margin of the Siberian craton contradict the hypothesis of a mantle activity lull (from 1.75 to 0.7 Ga) on the southwestern margins of the Siberian craton during the Precambrian. The synchronous sequence and similar style of tectonic events on the periphery of the large Precambrian Laurentia, Baltica, and Siberia cratons suggest their spatial proximity over a prolonged time span (1550–600 Ma). The above conclusion is consistent with the results of modern paleomagnetic reconstructions suggesting that these cratons represented the cores of Nuna and Rodinia within the above time interval.

*Metamorphism, deformations, geothermobarometry, Th-U-Pb monazite dating, Yenisei Ridge, Siberian craton, Nuna and Rodinia supercontinents*

## ВВЕДЕНИЕ

Южно-Енисейский кряж (Ангаро-Канский блок) занимает центральную часть протерозойского Ангарского складчатого пояса, протягивающегося от Таймыра до Шарыжалгайского выступа (Точерский разлом) в Прибайкалье, в пределах юго-западной окраины Сибирского кратона. Эта область считается краевым выступом фундамента платформы и включает в себя аналоги практически всех метаморфических и магматических комплексов пояса [Ножкин, 1999]. Тесная ассоциация разнообразных породных комплексов свидетельствует о весьма сложном строении. Поэтому реконструкция его геологической истории важна не только для понимания тектонической эволюции подвижных поясов континентальных окраин, но и для решения вопроса о вхождении Сибирского кратона в состав древних суперконтинентов Нуна и Родиния [Pisarevsky et al., 2008b; Хаин, 2010; Добрецов и др., 2013].

Считается, что этот период эволюции Земли, включающий огромный временной интервал (1.75—0.65 млрд лет), отличается низкой эндогенной активностью в связи с перестройкой конвективных течений и плюмов в мантии [Maruyama et al., 2007]. На этих представлениях базируются современные реконструкции развития юго-западной окраины Сибирского кратона [Гладкочуб и др., 2008]. Об этом же свидетельствует отсутствие на Южно-Енисейском кряже значимых эндогенных событий со времени внедрения гранитоидов таракского комплекса с возрастом 1900—1750 млн лет [Ножкин, 1999; Ножкин и др., 2003, 2009; Туркина и др., 2007, 2012], прорывающих палеопротерозойские гранулитов- и амфиболитогнейсовые комплексы Ангаро-Канского литосферного блока, до венда (628—638 млн лет — U-Pb по цирконам из метариолитов и плагиогранитов Предивинского террейна) [Vernikovskiy et al., 2003]. Мы полагаем, что существование такого глобального по продолжительности перерыва, охватывающего весь рифей, в докембрийской истории региона связано с недостатком возрастных данных и неоднозначностью палеорекострукций местоположения отдельных кратонов. В последние годы нами получен ряд прецизионных датировок по мезо- и неопротерозойской эволюции Северо-Енисейского кряжа, являющихся свидетельствами проявления процессов распада суперконтинента Нуна [Попов и др., 2010; Лиханов и др., 2012a] и событий гренвильского возраста [Лиханов и др., 2007, 2010, 2011б,в, 2012б,в, 2013г; Ножкин и др., 2011; Козлов и др., 2012; Лиханов, Ревердатто, 2014а,б; Nozhkin et al., 2013] с последующим растяжением земной коры и рифтогенезом [Ножкин и др., 2007а, 2008, 2011, 2013; Лиханов и др., 2013б,в,г,д, 2014а], в результате которых был собран и затем распался суперконтинент Родиния. В соответствии с этими данными, после окончательной стабилизации Сибирского кратона в мезопротерозойской истории региона выделены пять тектонических этапов, контролируемых растяжением и сжатием континентальной коры в пределах крупных линейamentных структур [Лиханов и др., 2014б]. В рамках современной концепции о суперконтинентальных циклах [Nance et al., 2014] — времени между эпохами максимального объединения континентальных блоков в суперконтинент, эти результаты открыли перспективы для обнаружения аналогичных по возрасту и тектонической позиции геологических событий на юге Енисейского кряжа.

Для решения этих задач были выбраны тектониты Ангаро-Канского блока, приуроченные к Приенисейской региональной сдвиговой зоне (ПРСЗ). Окраинно-континентальные сдвиговые зоны являют-

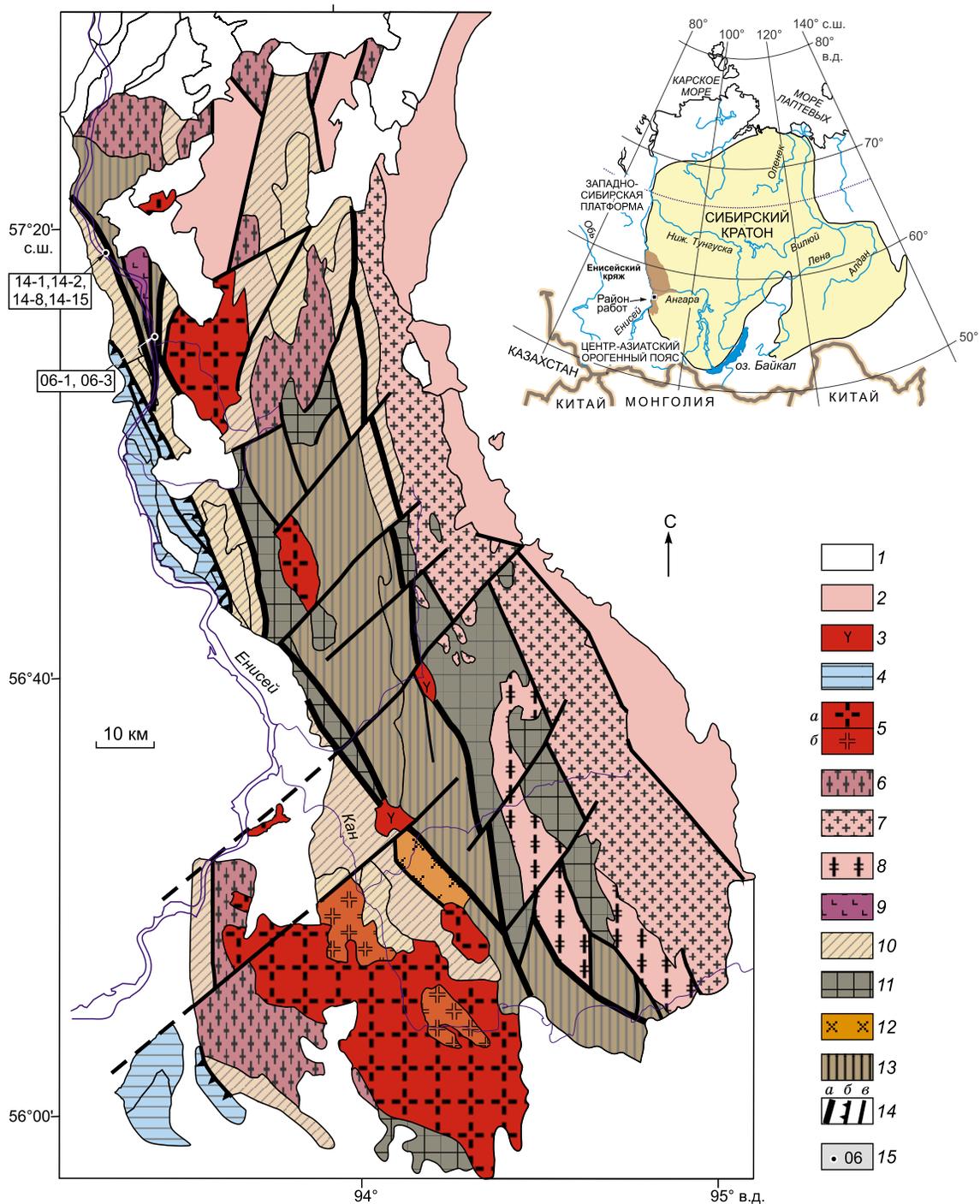
ся обязательным элементом структуры орогенных поясов [Passchier, Trouw, 2005]. Они возникают в различных геодинамических обстановках и контролируются комплексами орогенных и рифтогенных бластомилонитов [Иванов, Русин, 1997; Русин, 2007; Mancktelow, 2008], значение которых для реконструкции истории подвижных поясов ранее недооценивалось. Данные о термодинамических параметрах и времени проявления синдвиговых деформаций в глубинных зонах земной коры в большинстве случаев отсутствуют, а вклад деформационной компоненты в общую энергетику формирования региональных метаморфических структур рассматривался в качестве второстепенного [Тажманова, 2013]. В последнее время выявлена важная роль синдвиговых метаморфических процессов в формировании структуры складчатых поясов [Bell et al., 2013], что обусловило приоритетное использование продуктов динамометаморфизма для решения многих петрогенетических проблем. В частности, были детально изучены процессы фрагментации вещества с обособлением реологически контрастных доменов, каждый из которых имел индивидуальную  $P$ - $T$ - $t$  историю формирования [Aerden et al., 2013], выявлены соотношения литостатического и тектонического давления в глубинных зонах пластических сдвиговых деформаций.

В последнее время достигнут существенный прогресс в расшифровке эволюции метаморфических событий на основе сопоставления данных минеральной геотермобарометрии и изотопных датировок абсолютного возраста. Однако применение традиционной изотопии (Rb-Sr,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , U-Pb, Lu-Hf и Sm-Nd) для датирования полиметаморфических этапов часто осложняется многократной перекристаллизацией минералов-геохронометров. Также при использовании этих подходов трудно разобраться в принадлежности того или иного  $P$ - $T$  тренда к конкретному метаморфическому событию, что затрудняет анализ геодинамических причин этих процессов. Перспективным методом, позволяющим корректно увязать возраст со стадиями метаморфизма, является *in situ* CHIME (chemical U-Th-total Pb isochron method) — датирование включений U-Th-содержащих фаз (монацита, ксенотима, уранинита и др.) в зональных минералах — участниках метаморфических реакций [Suzuki et al., 1991; Montel et al., 1996; Goncalves et al., 2005]. Наиболее информативны для этих целей кристаллы граната, состав которых используется для построения  $P$ - $T$  трендов эволюции пород. Комбинация данных о вариациях параметров метаморфизма с возрастными акцессорными минералами-включениями в разных генерациях граната позволяет не только оценить возраст метаморфизма, но также длительность тектонических процессов, контролирующего формирование и развитие полиметаморфических комплексов. В ряде работ показана хорошая сходимость результатов датирования *in situ* Th-U-Pb методом с изотопными данными [Suzuki, Kato, 2008; Cutts et al., 2010, 2013; Anderson et al., 2013; Лиханов и др., 2013г, 2014г; Morrissey et al., 2014; Brownik et al., 2014]. В целом же, несмотря на несколько меньшую точность по сравнению с изотопными методами, *in situ* Th-U-Pb датирование включений акцессорных радиоактивных минералов в метаморфических фазах является весьма информативным подходом для реконструкции возрастных этапов метаморфизма и длительности метаморфических событий в областях полициклического развития.

В настоящей статье приведены новые геохронологические и петрологические данные для различных по возрасту,  $P$ - $T$  параметрам метаморфизма и интенсивности деформационных преобразований метапелитов Южно-Енисейского кряжа, позволившие выделить рифейский этап в тектонической истории региона. Помимо решения региональных задач полученные сведения послужат основой для разработки согласованной геодинамической модели формирования Енисейского кряжа в докембрии и представляются важными для корреляции особенностей развития региона с геологическими процессами глобального масштаба.

## **ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА И ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЯ**

Енисейский кряж расположен на западной окраине Сибирского кратона, протягиваясь в субмеридиональном 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 [Старосельцев и др., 2003]. Глубина залегания поверхности Мохоровичича под Енисейским кряжем по сравнению с соседними регионами увеличена от 40 до 50 км [Сальников, 2009]. Таким образом, этот складчатый ороген обладает структурой с утолщенной корой, сохранившейся в течение длительного геологического времени. Коллизионная модель формирования структуры земной коры в регионе подтверждается данными сейсмического профилирования и обосновывается «сकुчиванием» пород неопротерозойских формаций [Митрофанов и др., 1988; Старосельцев и др., 2003]. В строении Енисейского кряжа выделяются два крупных сегмента — Южно-Енисейский и Заангарский, разделенные субширотным Нижнеангарским региональным разломом. К югу от этого разлома выделяются два структурных элемента — раннедокембрийский кратонный Ангаро-Канский блок, образованный



**Рис. 1. Схема геологического строения Ангаро-Канского выступа Енисейского кряжа (по данным [Попов, 2001] с дополнениями и изменениями [Верниковский и др., 1999; Верниковская и др., 2004, 2010]) и местоположение объектов исследования.**

1, 2 — отложения фанерозойского (1) и позднепротерозойского (2) возраста; 3 — порожненский комплекс сиенитов, щелочных гранитов и трахитов ( $D_2$ — $T_{1-2}$ ); 4 — юкеевский комплекс островодужно-офиолитовых образований ( $NP_3$ ); 5 — нижнеканские и посольненские граниты (а), диориты (б) ( $PZ_1$ ); 6 — порфиробластические гранитогнейсы и гнейсограниты в обрамлении посольненских гранитов ( $MP_3$ — $NP_1$ ); 7 — таракский гнейсогранитный комплекс ( $PR_1$ ); 8 — мигматит-гнейсовый комплекс ( $PR_1$ ); 9 — кимбирский комплекс расслоенных габброноритов ( $PR_1?$ ); 10 — енисейский амфиболит-гнейсовый комплекс ( $PR_1$ ): двуслюдяные гнейсы, биотитовые, биотит-амфиболовые ортогнейсы, амфиболиты и прослои метакarbonатных пород; 11 — атаманский гранулит-гнейсовый комплекс ( $AR?$ ); 12 — чарнокит-гнейсовый комплекс ( $AR?$ ); 13 — кузеевский гранулит-метабазит-гнейсовый комплекс ( $AR?$ ); 14 — тектонические нарушения: протяженные зоны разломов с бластомилонитами и катаклазитами (а), надвиги (б) и основные разломы (в); 15 — точки отбора образцов. На врезке — положение Енисейского кряжа в структуре Сибирского кратона.

канским гранулитогнейсовым и енисейским гнейсово-сланцевым комплексами и гранитоидами, и неопротерозойский островодужный Предивинский террейн. К северу от Нижнеангарского разлома, в заангарской части, Енисейский кряж сложен палеопротерозойскими и мезопротерозойскими породами, составляющими Восточный (приплатформенный) и Центральный кратонные блоки, и Исаковский (западный) террейн, представленный неопротерозойскими офиолитами и островодужными комплексами. Исаковский и Предивинский докембрийские террейны, аккретировали к Сибирскому континенту в венде [Ножкин и др., 2007б]. Все тектонические блоки разделены крупными региональными разломами преимущественно северо-западного простирания с субвертикальным падением [Хераскова и др., 2009]. Отличительной особенностью приразломных структур является развитие специфического комплекса тектонитов — бластомилонитов и катаклазитов, прослеживающихся через весь кряж в виде ряда мощных зон субмеридионального простирания. Региональные разломы (Приенисейский, Татарско-Ишимбинский и др.) часто сопровождаются опережающими структурами более высокого порядка, вблизи которых происходит коллизия мелких блоков с образованием надвигов [Егоров, 2004]. Последнее вызывает неоднородный по давлению региональный метаморфизм, выраженный сочетанием фациальных серий низких и умеренных давлений [Лиханов и др., 2001, 2006а,б, 2008б; Likhanov, Reverdatto, 2011].

Приенисейская региональная сдвиговая зона (ПРСЗ) — крупнейшая деформационно-метаморфическая линеamentная структура региона, разделяющая Центральный и Ангаро-Канский кратонные блоки с Исаковским и Предивинским островодужными террейнами. ПРСЗ интерпретируется как продолжение Байкало-Енисейского разлома (Главного Саянского разлома) Присяньи [Чиков и др., 2000] и, таким образом, представляет собой структуру, ограничивающую Сибирский кратон с запада от Байкала до Карского моря [Верниковский и др., 2009]. По геофизическим данным, эта крупная разрывная структура хорошо прослеживается вдоль Енисейского кряжа [Константинов и др., 1999] и в Турухано-Норильской тектонической зоне [Егоров, 2004] по исчезновению нескольких сейсмических поверхностей и уходит на большую глубину с падением плоскости сместителя на запад [Геология..., 1985; Детков и др., 2007]. В пределах Енисейского кряжа Приенисейская сутурно-сдвиговая зона выделяется по гравитационным ступеням, фиксирующимся на сейсмических профилях [Конторович и др., 2006]. Эта структура тяготеет к правобережной части Енисея и представляет собой систему сближенных субпараллельных разломов сдвиговой, взбросовой и надвиговой кинематики, концентрирующих деформации сдвига, а также их комбинаций с проявлениями приразломного катаклаза, меланжирования и динамометаморфизма породных массивов. Ее протяженность определяется сотнями километров при ширине зоны стресс-метаморфизма от сотен метров до первых десятков километров; как правило, эти линеamentные зоны играют роль швов, разделяющих тектонические блоки региона и являющихся областями их активного взаимодействия [Тектоника..., 2004].

Проникающие множественные сдвиги в приразломных полях пластичных деформаций сопровождались формированием мощных зон бластомилонитов [Козлов и др., 2012]. Им присущи текстуры и структуры сдвигового течения, которые проявлены как на мезо- (породном), так и на микроуровнях. Это 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 деформированные зерна граната со структурами «снежного кома», разрывы минеральных зерен со смещением и формированием «поскутных» полосок, развитие деформационных двойников и ламелл в плагиоклазах, параллельное распределение мелкозернистых линзообразных минеральных агрегатов, а также рассланцевание, катаклаз и будинаж [Лиханов, Reverdatto, 2014б]. Наличие одновременно право- и левосторонних структур объясняется неравномерностью сдвигового течения и неоднородностью вещества [Козлов и др., 2012]. Тела бластомилонитов ограничиваются поверхностями срыва и притирания по латерали и фестончатые ограничения по простиранию. Установленные диагностические признаки характерны для других зон хрупкопластических сдвиговых деформаций — «шиарзон» или зон смятия [Владимиров и др., 2011; Мехоношин и др., 2013].

Условия и время заложения региональных глубинных разломов в регионе остаются неясными. Однако несомненен их долгоживущий характер и связь с орогеническими событиями. Это обосновано тектоническим совмещением разновозрастных блоков высоко- и слабометаморфизованных кристаллических пород, характером взаимоотношений разломов с разновозрастными метаморфическим и магматическим комплексами и наблюдениями синтетектонической зональности дислокационных процессов [Чиков и др., 2000; Тектоника..., 2004; Козлов и др., 2012].

#### **ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД**

В качестве объекта исследования выбраны породы Ангаро-Канского блока Южно-Енисейского кряжа, приуроченные к ПРСЗ. В строении этого блока преобладают раннедокембрийские метаморфические породы канского гранулитогнейсового и енисейского амфиболитогнейсового комплексов [Тур-

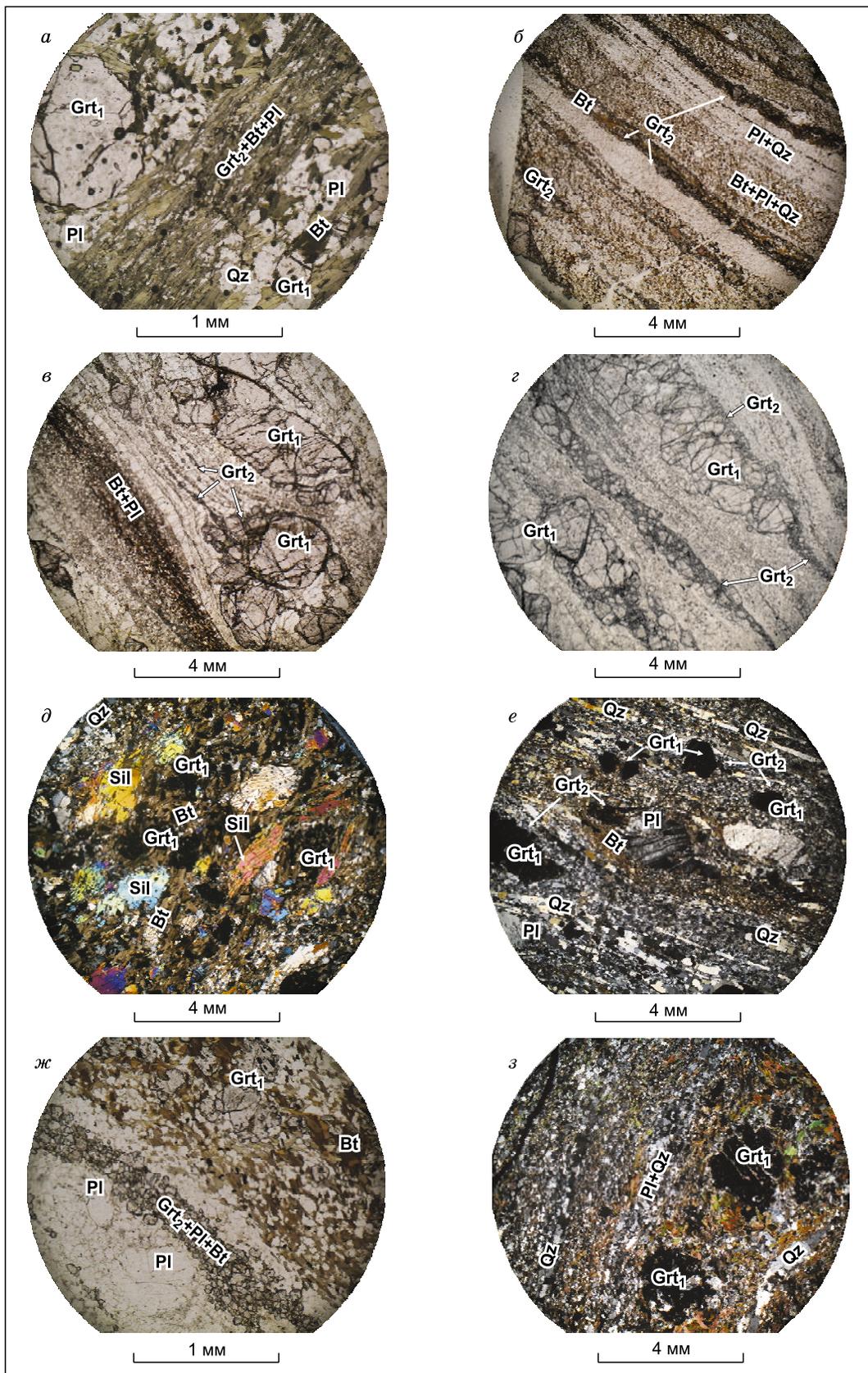
кина и др., 2012; Ножкин и др., 2012]. Нами были изучены породы из зоны сочленения канской и енисейской серий с сохранившимися реликтовыми текстурами исходных пород и развитых по ним перекристаллизованных бластомилонитов. В районе исследования в составе канской толщи одноименного комплекса (т.н. 06) в основном развиты гранат-биотит-гиперстен-плаггиоклазовые гнейсы с новообразованным силлиманитом. Породы енисейского метаморфического комплекса протягиваются в виде полосы вдоль правобережья р. Енисей, контактируя по приразломной зоне с гранулитами канского комплекса (см. рис. 1). В составе енисейского комплекса в районе исследования (т.н. 14) наибольшим распространением пользуются глиноземистые метапелиты, представленные преимущественно силлиманит-гранат-биотит-плаггиоклазовыми и гранат-биотит-плаггиоклазовыми гнейсами и кристаллическими сланцами. Среди парагнейсов и амфиболитов енисейского комплекса установлены субпластовые с вертикальным залеганием и согласные с северо-западным простиранием гнейсовидности во вмещающих породах тела метабазитов, представленные преимущественно гранат-двупироксеновыми парагенезисами. Вязкие сдвиги в приразломных полях сопровождалось формированием мощных зон деформаций субмеридионального простирания. Эти зоны отличаются значительной неоднородностью проявления деформаций, сложным чередованием разномасштабных интенсивно- и недеформируемых участков.

Полосчатая текстура в бластомилонитах (*gibbon structure*) характеризуется чередованием тонких полос и линз существенно кварцевого или кварц-плаггиоклазового состава и агрегатов, преобладающим темноцветным минералом которых является биотит, ориентированный согласно направлению основного сдвига. В существенно биотитовых полосах размер зерен кварца, плаггиоклаза и чешуек биотита меньше по сравнению с полосами преимущественно кварц-полевошпатового состава (рис. 2, *а*), реже встречаются полосчатые текстуры с равномерно-зернистым распределением минералов (см. рис. 2, *б*). Полосчатость в бластомилонитах обусловлена сегрегационным перераспределением материала в условиях регионального сдвига.

Основными пороодообразующими минералами бластомилонитов являются гранат, биотит, силлиманит, кварц и плаггиоклаз; непрозрачные минералы представлены ильменитом и рутилом. Изометричные и линзовидные порфиробласты граната часто трещиноваты и содержат мелкие включения кварца, плаггиоклаза, биотита, циркона, монацита. Определяются две генерации — крупного (3—5 мм) и мелкого (до 1 мм) граната (см. рис. 2, *а—ж*). В крупном гранате иногда наблюдаются микротрещины отрыва, характерные для сдвиговых деформаций. Трещинки в гранате выполнены часто биотитом и кварцем (см. рис. 2, *з*). Мелкий синтетектонический гранат более поздней генерации обрастает крупные порфиробласты граната ранней генерации, образует скопления в «тенях» давления или самостоятельные сегрегационные обособления линзовидно-полосчатой морфологии, ориентированные вдоль плоскостей скольжения в бластомилонитах (см. рис. 2, *в, г, ж*). Зерна биотита также различаются по размерам и оттенкам плеохроизма в бурых (крупночешуйчатый) и оранжевых (тонкочешуйчатый) тонах. Призматические порфиробласты силлиманита обособляются в существенно биотитовых полосах в парагенезисе с гранатом. Они часто пластически деформированы с характерным изгибом пластинок роста (*kink-bands*) (см. рис. 2, *д*). Для кварца характерно волнистое угасание и развитие пластинок деформации (*deformation lamellae*); в большинстве случаев он формирует линзовидные сегрегационные обособления так называемого «ленточного» кварца (см. рис. 2, *е, з*). Зерна плаггиоклаза изгибаются в процессе сдвигового течения материала с характерным вращением зерен (см. рис. 2, *е*). Монацит присутствует в виде включений как в зернах крупного граната, так и в тонких прослоях раздробленного и интенсивно перетертого матрикса, где по периферии замещается апатитом.

## ГЕОХИМИЯ И ОСОБЕННОСТИ ПРОИСХОЖДЕНИЯ ПОРОД

Содержания главных и редких элементов определялись с помощью рентгеновского спектрометра «VRA-20R» (Carl Zeiss, Jena) и высокочувствительного масс-спектрометра высокого разрешения с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS анализатор Element, Finnigan Mat) в АЦ ИГМ СО РАН, Новосибирск (аналитики Л.Д. Холодова, И.В. Николаева) по методикам, описанным ранее [Likhanov, Reverdatto, 2007]. Петрохимические данные для изученных метапелитов показывают следующие вариации составов (мас. %): SiO<sub>2</sub> 52.5—67.2, CaO 1.7—2.6, Na<sub>2</sub>O 1.7—2.4 и K<sub>2</sub>O 3.5—6.0 (табл. 1). Различия в количествах этих оксидов могут быть объяснены первичной химической неоднородностью пород, выраженной в разных содержаниях кварца, слюд и плаггиоклаза [Likhanov et al., 2014]. В сравнении с породами канской серии породы енисейской серии более обогащены Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и MgO. В целом эти породы классифицируются как натриево-кальциевые преимущественно, калиевые метапелиты, насыщенные железом (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> до 12.8 мас. %) и глиноземом (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> до 20.8 мас. %) [Likhanov, 1988a,b; Лиханов и др., 2005]. На петрохимической диаграмме [Symmes, Ferry, 1992] эти породы относятся к типичным метапелитам с умеренной железистостью ( $X_{Fe} = FeO/(FeO + MgO + MnO) = 0.50—0.55$  на мольной основе) и глиноземистостью ( $X_{Al} = (Al_2O_3 - 3K_2O)/(Al_2O_3 - 3K_2O + FeO + MgO + MnO) = 0.10—0.17$ ). Эти петрохимичес-



**Рис. 2.** Структурно-текстурные особенности пород и свидетельства процессов фрагментации в системе гнейсы—бластомилониты из ПРСЗ Южно-Енисейского края.

Символы минералов приняты по [Лиханов, 2003; Whitney, Evans, 2010]. Grt<sub>1</sub> и Grt<sub>2</sub> — гранаты из реликтовых гнейсов и бластомилонитов соответственно. а—з — пояснения см. тексте.

Таблица 1. Содержания главных (мас. %), редких элементов (г/т) и их индикаторные отношения в породах енисейской и канской серий Южно-Енисейского кряжа

Элемент	Енисейская серия				Канская серия	
	14-1	14-2	14-8	14-15	06-3	06-1
SiO <sub>2</sub>	61.97	52.45	53.06	49.37	63.29	67.27
TiO <sub>2</sub>	0.84	1.17	0.97	1.27	0.76	0.77
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.00	20.50	19.33	20.76	16.44	14.74
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.36	12.27	12.75	13.87	8.76	6.87
MnO	0.13	0.27	0.20	0.13	0.07	0.08
MgO	3.73	4.33	4.69	5.16	2.64	2.53
CaO	2.57	1.71	2.00	1.66	2.06	2.13
Na <sub>2</sub> O	2.35	1.65	1.70	1.63	1.94	1.83
K <sub>2</sub> O	3.48	5.18	5.99	6.01	3.64	4.11
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.08	0.08	0.08	0.07	0.07	0.05
BaO	0.12	0.18	0.21	0.33	0.08	0.13
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.023	0.027	0.027	0.033	0.025	0.017
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.020	0.023	0.040	0.028	0.024	0.013
NiO	0.007	0.006	0.009	0.008	0.003	0.004
П.п.п.	0.22	0.61	0.00	0.45	2.27	0.13
Сумма	100.9	100.5	100.8	100.8	100.3	100.7
Rb	134	192	184	223	138	121
Sr	186	175	230	292	210	224
Y	46	69	55	65	46	45
Zr	251	256	205	273	246	250
Nb	14.2	21	13.4	17.4	10	11.0
Cs	1.22	1.00	0.76	1.33	0.34	0.29
Ba	893	1417	1665	2617	997	1052
La	54	85	70	45	47	45
Ce	104	159	126	77	73	78
Pr	12.9	19.8	15.4	9.2	9.1	9.0
Nd	43	64	51	30	29	28
Sm	6.8	10.5	8.0	5.6	3.7	4.0
Eu	1.45	1.96	1.77	2.1	1.72	1.69
Gd	7.0	10.4	8.6	8.3	4.5	4.6
Tb	1.17	1.54	1.44	1.58	0.82	0.83
Dy	7.0	10.0	8.7	10.4	6.1	6.1
Ho	1.37	2.2	1.65	2.0	1.45	1.35
Er	4.0	6.9	4.7	5.8	3.6	4.1
Tm	0.63	1.13	0.65	0.88	0.60	0.62
Yb	3.9	7.1	4.3	5.3	3.6	3.6
Lu	0.58	1.10	0.66	0.81	0.49	0.56
Hf	6.0	6.3	5.3	6.6	6.2	6.0
Ta	0.79	1.21	0.53	0.69	0.47	0.49
Th	21	28	22	12.2	8.5	9.3
U	1.25	2.1	1.25	0.99	0.90	0.91
Sc	12.1	15.3	10.9	13.4	26.5	31.4
Co	27.1	19.1	19.4	21.3	—	—
<i>f</i>	0.59	0.62	0.6	0.59	0.68	0.63
(La/Yb) <sub>n</sub>	9.33	8.07	10.9	5.72	8.80	8.43
(Gd/Yb) <sub>n</sub>	1.45	1.18	1.61	1.26	1.01	1.03
Eu/Eu*	0.63	0.56	0.64	0.93	1.28	1.19
Ce/Ce*	0.92	0.90	0.89	0.86	0.80	0.88
L/HREE	8.60	8.38	8.81	4.76	7.65	7.54
Σ REE	248	381	303	204	185	187
La/Sc	4.46	5.56	6.42	3.36	1.77	1.43
Th/Sc	1.74	1.83	2.02	0.91	0.32	0.30
La/Th	2.57	3.04	3.18	3.69	5.53	4.84
Co/Th	1.29	0.68	0.88	1.75	—	—
Th/U	16.8	13.3	17.6	12.3	9.44	10.2

Примечание. Eu/Eu\* =  $Eu_n / (Sm_n + Gd_n) \cdot 0.5$ ; *f* (мол. кол.) =  $(FeO + 0.9 \cdot Fe_2O_3) / (FeO + 0.9 \cdot Fe_2O_3 + MgO)$ ; Σ REE — сумма редкоземельных элементов; L/HREE — отношение легких REE к тяжелым REE.

кие особенности позволяют сопоставлять их с метapelитами тейской серии Северо-Енисейского кряжа [Лиханов и др., 2008а; Лиханов, Ревердатто, 2011, 2014в], а также с глиноземистыми гнейсами и кристаллосланцами канской и енисейской серий ЮЕК [Ножкин, Туркина, 1993; Ножкин и др., 2012]. По совокупности распределения микроэлементов породы северного (енисейская серия) и южного (канская серия) сегментов неоднородны (см. табл. 1). Более глиноземистые метapelиты енисейской серии отличаются отрицательными европиевыми аномалиями ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.56\text{—}0.65$ ) и повышенными суммарными содержаниями REE (248—380 г/т), отношений  $(\text{La}/\text{Yb})_n$ : 8.1—11,  $(\text{Gd}/\text{Yb})_n$ : 1.2—1.6 и LREE/HREE: 8.4—8.8. Для метapelитов канской серии характерна положительная Eu-аномалия ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.19\text{—}1.28$ ) и пониженные суммарные содержания REE (184—187 г/т) по сравнению с породами северного участка. Геохимические особенности пород енисейской серии близки к среднему составу постархейской верхней континентальной коры (PAAS) [Тейлор, Мак-Леннан, 1988] и унаследованы от продуктов дезинтеграции и переотложения глиноземистых гиперстеновых плагиогнейсов и двуполевошпатовых гнейсов — первично магматических образований кислого состава с позднеархейским возрастом 2.5—2.8 млрд лет [Бибикина и др., 1993]. Это подтверждается высокой положительной линейной корреляцией между содержаниями высокозарядных некогерентных элементов — Zr, Hf, Y, Ta, Nb [Likhanov, Reverdatto, 2008; Лиханов, Ревердатто, 2011]. На их происхождение из протолитов кислого состава указывают также повышенные отношения  $\text{Th}/\text{Sc} = 1.74\text{—}2.02$ ,  $\text{Th}/\text{U} = 13.3\text{—}17.6$  (за счет выноса U в ходе гранулитового метаморфизма [Ножкин и др., 2012]) и пониженные  $\text{Co}/\text{Th}$  (0.6—0.9) относительно среднего состава PAAS [Лиханов и др., 2006б]. Геохимическая специфика метapelитов канской серии в районе исследования отличается пониженными отношениями  $\text{La}/\text{Sc} = 1.43\text{—}1.77$ ,  $\text{Th}/\text{Sc} = 0.3\text{—}0.32$ ,  $\text{Th}/\text{U} = 9.4\text{—}10.2$  и повышенными отношениями  $\text{La}/\text{Th}$  (4.8—5.5), что в совокупности со спектрами REE отвечает гнейсам андезитового и тоналитового составов [Ножкин, Туркина, 1993] и напоминает распределение микроэлементов в типичных слабодифференцированных осадочных породах архейских зеленокаменных поясов [Тейлор, Мак-Леннан, 1988].

#### **СОСТАВЫ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ И ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА**

Химический состав минеральных фаз установлен с помощью рентгеноспектрального микроанализатора Jeol JXA-8100 в ИГМ СО РАН (Новосибирск). Присутствие графита и ильменита в породах означает, что окислительный потенциал был низок и содержание  $\text{Fe}^{3+}$  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, приведены в табл. 2.

Компонентный состав гранатов в метapelитах варьирует в диапазоне:  $\text{Alm}_{57-72}$ ,  $\text{Prp}_{16-36}$ ,  $\text{Grs}_{5-10}$ ,  $\text{Sps}_{1-5}$ . При этом наиболее железистые гранаты ( $X_{\text{Fe}} = 0.7\text{—}0.82$ ) отмечены в более железистых по составу породах енисейской серии, а менее железистые ( $X_{\text{Fe}} = 0.61\text{—}0.68$ ) — в более магнезиальных породах канской серии. Такая же особенность характерна для биотитов, железистость которых в более магнезиальных породах ( $X_{\text{Fe}} = 0.24\text{—}0.30$ ) значительно ниже, чем в железистых ( $X_{\text{Fe}} = 0.35\text{—}0.50$ ) (табл. 2), т.е. имеется положительная корреляция между составами пород и минералов. Состав плагиоклаза меняется в узком диапазоне в разных доменах ( $X_{\text{An}} = 0.26\text{—}0.38$ ). В зоне сдвиговых деформаций для бластомилонитов характерны пониженные содержания анортитового минала в плагиоклазах наряду с пониженными концентрациями альмандинового и спессартинового компонентов и повышенными концентрациями пиропы и гроссуляра в гранатах в отличие от недеформированных пород (см. табл. 2). Уменьшение железистости перекристаллизованных гранатов в зонах интенсивных деформаций при снижении содержания спессартина обычно связано с увеличением температуры (т.е. прогрессивной дегидратации); повышение содержания гроссулярового компонента граната с одновременным уменьшением анортитовой составляющей в плагиоклазах определяется ростом давления. Все это свидетельствует о проявлении в зонах разломов высокобарического и высокотемпературного этапов метаморфизма [Likhanov, Reverdatto, 2011].

Вышесказанное согласуется с оценками  $P$ - $T$  параметров метаморфизма пород, вычисленными на основе реальных составов породообразующих минералов при совместном использовании взаимосогласованных калибровок и соответствующих моделей смещения для гранат-биотитового геотермометра [Holdaway, 2000] и двух калибровок для гранат-рутил-ильменит-плагиоклаз-кварцевого [Wu, Zhao, 2006] и гранат-биотит-плагиоклаз-кварцевого геобарометров [Wu et al., 2004]. Величины  $P$ - $T$  параметров метаморфизма пород были рассчитаны при совместном использовании геотермометров и геобарометров в пакете MATHEMATICA 5.0 с помощью процедуры NullSpace [Wolfram, 2003]. Результаты

Таблица 2.

**Химический состав (мас. %), структурные формулы минералов  
и оценки *P-T* условий метаморфизма пород по минеральным геотермометрам**

№ обр.	Реликтовые гнейсы														
	14-1			14-2			14-8			06-3			06-1		
	Grt	Bt	Pl	Grt	Bt	Pl	Grt	Bt	Pl	Grt	Bt	Pl	Grt	Bt	Pl
SiO <sub>2</sub>	36.80	35.20	58.38	38.03	36.07	60.14	38.42	36.27	60.25	38.60	37.92	61.58	39.32	36.88	60.87
TiO <sub>2</sub>	0.00	2.33	0.00	0.00	3.72	0.00	0.00	4.40	0.00	0.00	4.13	0.00	0.00	4.72	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.22	18.37	25.74	21.35	17.72	24.77	21.53	17.50	25.11	21.63	15.85	24.92	21.75	15.75	24.14
FeO	33.49	18.69	0.04	32.10	16.47	0.07	29.96	13.20	0.07	29.49	11.46	0.04	26.74	9.66	0.09
MnO	2.38	0.02	0.00	1.41	0.01	0.00	0.70	0.00	0.00	0.46	0.00	0.00	0.49	0.01	0.01
MgO	4.26	10.42	0.00	5.60	12.10	0.00	7.37	13.60	0.00	7.37	16.13	0.00	9.20	17.29	0.00
CaO	2.55	0.01	7.54	1.91	0.02	6.67	1.74	0.00	6.54	3.16	0.00	6.78	1.85	0.01	5.37
Na <sub>2</sub> O	0.05	0.07	6.96	0.05	0.12	7.51	0.03	0.11	7.77	0.04	0.09	7.45	0.03	0.10	7.86
K <sub>2</sub> O	0.00	9.36	0.18	0.00	9.36	0.13	0.00	9.34	0.11	0.00	9.74	0.16	0.00	9.57	0.08
Сумма	100.76	94.46	98.84	100.44	95.58	99.28	99.76	94.42	99.86	100.74	95.32	100.93	99.38	93.98	98.42
(O)	(12)	(11)	(8)	(12)	(11)	(8)	(12)	(11)	(8)	(12)	(11)	(8)	(12)	(11)	(8)
Si	2.939	2.696	2.635	2.997	2.700	2.693	3.005	2.705	2.684	2.990	2.781	2.709	3.032	2.727	2.737
Ti	0.000	0.134	0.000	0.000	0.209	0.000	0.000	0.247	0.000	0.000	0.228	0.000	0.000	0.262	0.000
Al	1.997	1.659	1.369	1.983	1.563	1.307	1.984	1.539	1.318	1.975	1.370	1.292	1.977	1.372	1.279
Fe	2.237	1.197	0.001	2.116	1.031	0.003	1.959	0.823	0.003	1.911	0.703	0.002	1.725	0.597	0.003
Mn	0.161	0.001	0.000	0.094	0.000	0.000	0.047	0.000	0.000	0.030	0.000	0.000	0.032	0.001	0.000
Mg	0.507	1.190	0.000	0.657	1.349	0.000	0.860	1.512	0.000	0.851	1.763	0.000	1.058	1.906	0.000
Ca	0.218	0.001	0.365	0.162	0.002	0.320	0.146	0.000	0.312	0.263	0.000	0.320	0.153	0.001	0.259
Na	0.007	0.010	0.609	0.007	0.018	0.652	0.005	0.016	0.671	0.005	0.013	0.635	0.004	0.014	0.685
K	0.000	0.915	0.011	0.000	0.893	0.007	0.000	0.889	0.006	0.000	0.911	0.009	0.000	0.903	0.005
X <sub>Alm</sub>	0.716	—	—	0.699	—	—	0.650	—	—	0.626	—	—	0.581	—	—
X <sub>Prp</sub>	0.162	—	—	0.217	—	—	0.286	—	—	0.278	—	—	0.356	—	—
X <sub>Grs</sub>	0.069	—	—	0.053	—	—	0.048	—	—	0.086	—	—	0.051	—	—
X <sub>Sps</sub>	0.051	—	—	0.031	—	—	0.015	—	—	0.009	—	—	0.010	—	—
X <sub>Fe</sub> /X <sub>Ca</sub>	0.815	0.501	0.375	0.763	0.433	0.329	0.694	0.352	0.317	0.692	0.285	0.335	0.619	0.238	0.274
T°C/Pкб		5.8/657			5.6/655			6.0/651			6.5/614			5.7/615	
*T°C/Pкб		5.9/648			5.6/640			6.2/626			6.5/577			5.8/572	
№ обр.	Бластомилониты														
	14-1			14-2			14-8			06-3			06-1		
	Grt	Bt	Pl	Grt	Bt	Pl	Grt	Bt	Pl	Grt	Bt	Pl	Grt	Bt	Pl
SiO <sub>2</sub>	36.58	35.29	58.58	37.83	35.97	60.21	38.19	36.14	60.22	38.20	37.81	61.36	39.18	37.71	61.17
TiO <sub>2</sub>	0.00	2.52	0.00	0.00	3.91	0.00	0.00	4.65	0.00	0.00	4.28	0.00	0.00	4.85	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.89	18.44	25.91	21.04	17.46	25.02	21.32	17.65	25.38	21.46	15.64	24.71	21.91	15.92	24.92
FeO	32.84	18.92	0.06	31.90	16.62	0.06	29.27	13.02	0.06	29.00	11.67	0.03	26.56	10.02	0.07
MnO	1.88	0.01	0.00	1.34	0.01	0.00	0.58	0.00	0.00	0.50	0.00	0.00	0.51	0.01	0.01
MgO	4.46	10.71	0.00	5.89	12.12	0.00	7.74	13.87	0.00	7.86	15.63	0.00	9.47	17.45	0.00
CaO	3.14	0.01	7.39	2.27	0.01	6.46	2.14	0.00	6.51	3.56	0.00	6.57	2.21	0.01	5.11
Na <sub>2</sub> O	0.05	0.08	7.17	0.05	0.10	7.72	0.02	0.09	7.90	0.00	0.08	7.62	0.01	0.08	8.09
K <sub>2</sub> O	0.00	9.51	0.14	0.00	9.44	0.14	0.00	9.63	0.12	0.00	9.91	0.14	0.00	9.74	0.08
Сумма	99.84	95.49	99.25	100.32	95.64	99.61	99.26	95.05	100.19	100.58	95.92	100.43	99.85	95.79	99.46
(O)	(12)	(11)	(8)	(12)	(11)	(8)	(12)	(11)	(8)	(12)	(11)	(8)	(12)	(11)	(8)
Si	2.942	2.679	2.633	2.988	2.695	2.688	2.997	2.681	2.675	2.966	2.788	2.713	3.009	2.737	2.621
Ti	0.000	0.144	0.000	0.000	0.220	0.000	0.000	0.259	0.000	0.000	0.237	0.000	0.000	0.265	0.000
Al	1.981	1.650	1.373	1.959	1.542	1.317	1.973	1.544	1.329	1.964	1.360	1.278	1.984	1.362	1.307
Fe	2.209	1.201	0.002	2.107	1.042	0.002	1.921	0.808	0.002	1.883	0.720	0.001	1.706	0.608	0.003
Mn	0.128	0.001	0.000	0.090	0.000	0.000	0.039	0.000	0.000	0.033	0.000	0.000	0.033	0.001	0.000

№ обр.	Бластомилониты														
	14-1			14-2			14-8			06-3			06-1		
	Grт	Bt	Pl	Grт	Bt	Pl	Grт	Bt	Pl	Grт	Bt	Pl	Grт	Bt	Pl
Mg	0.535	1.211	0.000	0.693	1.354	0.000	0.905	1.533	0.000	0.910	1.718	0.000	1.084	1.887	0.000
Ca	0.271	0.001	0.356	0.192	0.001	0.309	0.180	0.000	0.310	0.296	0.000	0.311	0.182	0.001	0.244
Na	0.007	0.012	0.625	0.007	0.015	0.668	0.003	0.013	0.680	0.000	0.012	0.653	0.002	0.011	0.698
K	0.000	0.921	0.008	0.000	0.902	0.008	0.000	0.911	0.007	0.000	0.932	0.008	0.000	0.902	0.005
$X_{Alm}$	0.702	—	—	0.684	—	—	0.631	—	—	0.603	—	—	0.568	—	—
$X_{Prp}$	0.170	—	—	0.225	—	—	0.297	—	—	0.291	—	—	0.361	—	—
$X_{Grs}$	0.086	—	—	0.062	—	—	0.060	—	—	0.095	—	—	0.061	—	—
$X_{Sps}$	0.041	—	—	0.029	—	—	0.013	—	—	0.011	—	—	0.011	—	—
$X_{Fe}/X_{Ca}$	0.805	0.498	0.363	0.753	0.435	0.316	0.680	0.345	0.313	0.674	0.295	0.323	0.611	0.244	0.259
$T^{\circ}C/Pкб$	7.3/674			6.8/673			7.4/664			8.2/645			7.3/634		

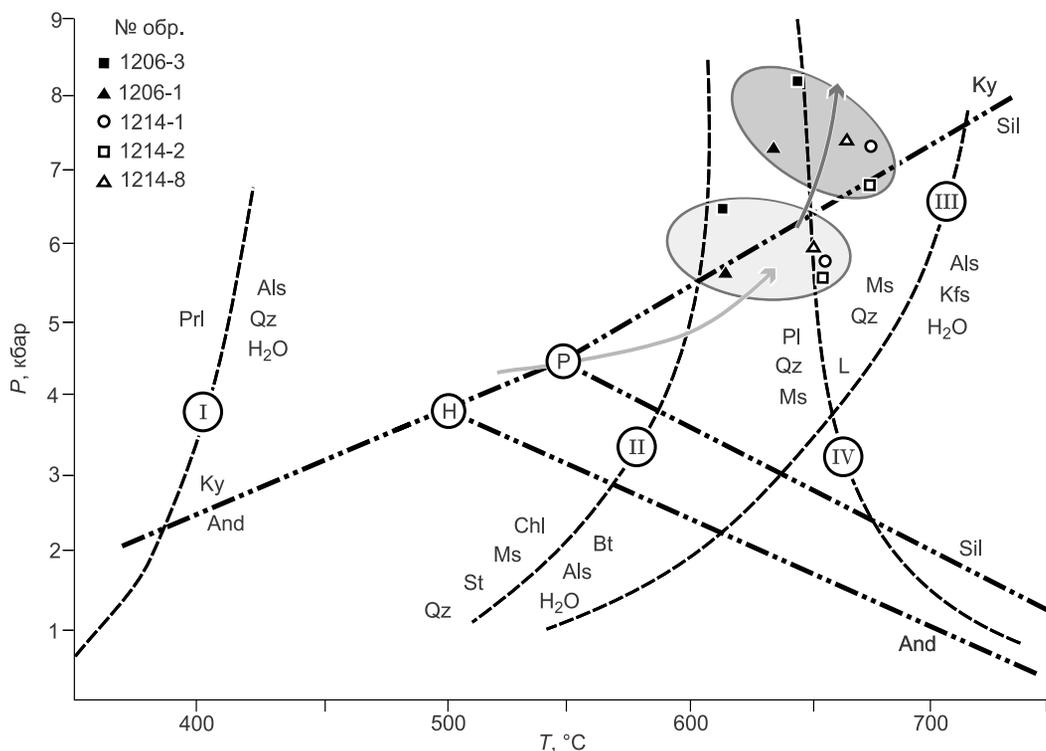
Примечание.  $X_{Fe}/X_{Ca}$  — железистость  $X_{Fe} = Fe/(Fe + Mg)$  для биотита (Bt) и граната (Grт) / содержания анортитового компонента  $X_{An} = Ca/(Ca + Na + K)$  для плагиоклаза (Pl). Для граната приведены содержания основных миналов, где  $X_{Alm} = Fe/(Fe + Mg + Mn + Ca)$ ,  $X_{Prp} = Mg/(Fe + Mg + Mn + Ca)$ ,  $X_{Grs} = Ca/(Fe + Mg + Mn + Ca)$ ,  $X_{Sps} = Mn/(Fe + Mg + Mn + Ca)$ . Суммарное железо приведено в форме FeO. 0.00 — ниже уровня обнаружения микросонда. Структурные формулы минералов рассчитаны на фиксированное количество атомов кислорода, обозначенное как  $n(O)$ .  $T^{\circ}C/Pкб$  и  $*T^{\circ}C/Pкб$  — значения  $P-T$  параметров, полученные при совместном решении Grт-Bt геотермометра [Holdaway, 2000] и Grт-Bt-Pl-Qz геобарометров [Wu et al., 2004] и Grт-Rut-Ilm-Pl-Qz [Wu, Zhao, 2006] геобарометров соответственно.

геотермобарометрии приведены в табл. 2. Ошибки определения  $P-T$  параметров при совместном использовании геотермометров и геобарометров, вычисленные с учетом аналитических погрешностей и энтальпии реакций геотермобарометров, не превышают  $\pm 30^{\circ}C$  и  $\pm 0.5$  кбар [Likhonov et al., 2001, 2004], что согласуется с цитируемыми в литературе неточностями геотермобарометров [Kohn, Spear, 1991].

Выполненные расчеты показали, что средние значения  $P-T$  условий метаморфизма, вычисленные в разных доменах (7.4 кбар/660  $^{\circ}C$  — бластомилониты; 5.9 кбар/635  $^{\circ}C$  — исходные породы), имеют значимые различия по давлению в пределах ошибок метода (рис. 3). Таким образом, наложенные сдвиговые деформации (тектонический стресс) могли привести к локальному обособлению реологически контрастных доменов в зонах бластомилонитов, где исходные породы подверглись динамометаморфизму с повышением давления на 1.4—1.7 кбар при незначительном повышении температуры на 20—30  $^{\circ}C$  (см. рис. 3). Такие низкие величины геотермического градиента и слабое развитие температурной зональности в метаморфических комплексах коллизионных орогенов обычно связываются с относительной кратковременностью событий и тепловой инерцией относительно давления [Лиханов и др., 2009]. Близкие соотношения между миналами гранатов различных генераций и аналогичная ситуация в отношении  $P-T$  параметров метаморфизма характерны для надвиговых областей Новой Англии в США [Spear et al., 2002], провинции Мойн в Шотландии [Cutts et al., 2010], и Северо-Енисейского кряжа [Лиханов, Ревердатто, 2002, 2014б,в; Лиханов и др., 2006а, 2009, 2011а], отличающихся низким метаморфическим градиентом. Выявленные различия в  $P-T$  параметрах метаморфизма для разных доменов пород и генераций граната согласуются с результатами численного моделирования [Тен, 1993; Petriani, Podladchikov, 2000; Schmalholz, Podladchikov, 2013] и термодинамических расчетов [Беляев и др., 1998] о превышении тектонического сверхдавления над литостатическим в зоне пластического сдвига на уровне верхней и средней коры.

## МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для подтверждения выделенных этапов в метаморфической истории пород нами предпринято *in situ* Th-U-Pb химическое датирование монацитов из порфиروبластов граната и перекристаллизованного матрикса в шлифах из разных доменов — реликтовых (исходных) и интенсивно деформированных (наложенных) пород. Количественный анализ состава монацитов выполнен на электронно-зондовом микроанализаторе Cameca SX 100 с пятью волновыми спектрометрами (ИГГ УрО РАН, Екатеринбург; аналитик В.В. Хиллер). Условия измерения: ускоряющее напряжение 15 кВ, сила тока электронного пучка 270 нА, диаметр зонда 2—5 мкм. Длительность измерения интенсивности на пике для Th, U и Pb составляла 200 с, для остальных элементов 10 с, на фоне с каждой стороны от пика — в два раза меньше.



**Рис. 3. *P-T* условия и *P-T* тренды эволюции метаморфизма для гнейсов и тектонитов ПРСЗ.**

Эллипсы светло-серого и темно-серого цветов обозначают *P-T* области исходных гнейсов и развитых по ним бластомилонитов соответственно. Обобщенные направления *P-T* трендов амфиболитового и дислокационного метаморфизма показаны кривыми со стрелками: светлая — амфиболитовый метаморфизм в пределах стабильной континентальной коры с  $dT/dH = 20\text{—}25\text{ }^\circ\text{C}/\text{км}$ ; темная — динамометаморфизм в пределах окраинно-кратонных зон сдвиговых деформаций с  $dT/dH < 10\text{ }^\circ\text{C}/\text{км}$ . Штриховыми линиями с римскими цифрами показано положение известных минеральных равновесий для метапелитовой системы: I — [Naas, Holdaway, 1973]; II — [Pattison, 2001], III — [Chatterjee, Johannes, 1974], IV — линия солидуса пелитов в водонасыщенной системе [Le Breton, Thompson, 1988]. Координаты тройной точки и линии моновариантных равновесий полиморфов  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$  показаны штрихпунктиром по [Pattison, 1992] [P] и [Holdaway, 1971] [H].

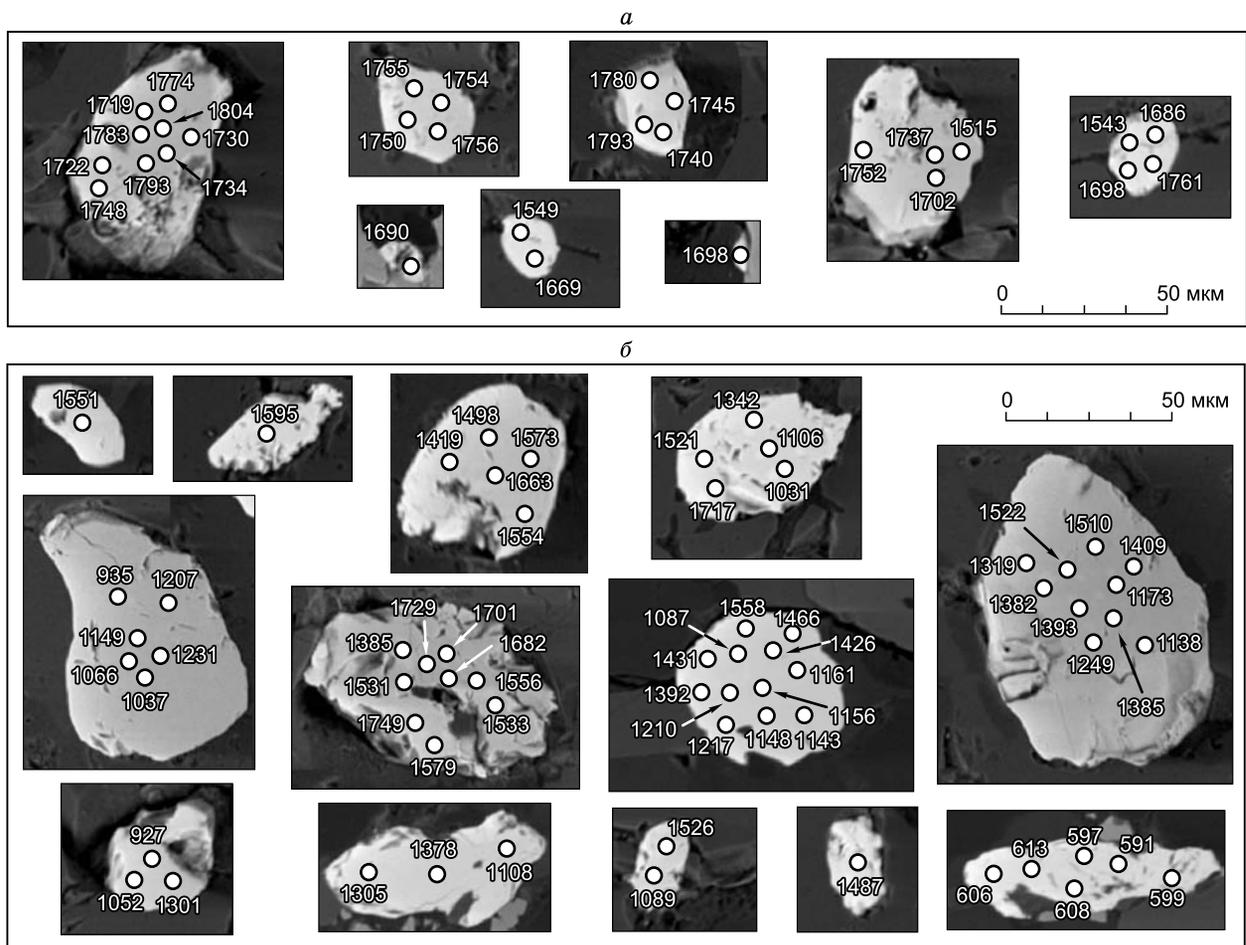
Стандартные образцы для калибровок:  $\text{ThO}_2$ ,  $\text{UO}_2$ ,  $\text{Pb}_2\text{P}_2\text{O}_7$ , синтетические фосфаты легких РЗЭ, диоксид. В среднем, по результатам микрозондового анализа, пределы обнаружения Th, U и Pb в зернах монацита составляли 211, 139 и 92 г/т. Погрешности определения элементов в монаците  $\Delta\text{Th}/\text{Th} = 1.4$ ,  $\Delta\text{U}/\text{U} = 2.2$ ,  $\Delta\text{Pb}/\text{Pb} = 1.9$  отн. %.

Теоретические основы этого метода были заложены в работе [Suzuki et al., 1991], впоследствии он был усовершенствован в ряде работ [Montel et al., 1996; Cocherie et al., 2005; Вотяков и др., 2010]. Метод основан на микрозондовом измерении Th, U и Pb в нескольких точках датируемого минерала; концентрации элементов связаны уравнением радиоактивного распада [Suzuki, Kato, 2008]. Поскольку природный монацит обогащен Th и U, то радиогенный Pb накапливается в нем достаточно быстро и менее чем через 100 млн лет [Suzuki et al., 1991] достигает уровня, при котором может быть измерен на микрозонде с высокой точностью. Основным постулатом данного метода считается, что весь свинец в минерале является радиогенным, образованным за счет распада тория и урана, а также, что минерал в процессе эволюции не терял радиогенный свинец, т.е. Th-U-Pb система в минерале оставалась закрытой. Расчет возрастов проводился с использованием программы Isoplot 3.66 в рамках двух известных подходов: по единичным определениям содержаний Th, U, Pb в каждой точке зерна [Montel et al., 1996] и с построением изохроны в координатах  $\text{ThO}_2^*$ —PbO по совокупности точек [Suzuki et al., 1991]. В методе «точечных датировок» рассчитывался возраст из единичного анализа в точке минерала с последующей статистической обработкой точечных результатов для зерен минералов: построением гистограмм распределения точечных значений возраста, анализом формы гистограмм и вычислением средневзвешенных значений. В другом подходе на основании полученных данных строились графики зависимости содержания PbO от  $\text{ThO}_2^*$ , где по углу наклона прямой (изохроны) определяется возраст и его погрешность с возможностью оценить содержание нерадиогенного Pb. Здесь  $\text{ThO}_2^* = (\text{ThO}_2 + \text{UO}_2^{\text{экв}})$ , где  $\text{UO}_2^{\text{экв}}$  — содержание урана, пересчитанное в эквивалентное содержание тория, способное произвести то

же количество Pb за время жизни системы при равенстве U-Pb и Th-Pb-значений возраста [Suzuki, Kato, 2008].

Ошибки определения средневзвешенного возраста, рассчитанные из математического определения стандартного отклонения с учетом аналитических погрешностей определения Th, U и Pb в монаците, находятся в интервале 17—43 млн лет, что согласуется с оценками неточностей возрастов, полученными по этой методике в других работах [Cocherie et al., 2005; Chen et al., 2006, 2007; Савко и др., 2012]. При расчете значения возраста по углу наклона изохроны [Suzuki et al., 1991] для снижения погрешности датировки вводилась дополнительная «виртуальная» точка [Cocherie, Albarede, 2001] с координатами, равными абсолютной погрешности определения Th\* и Pb. Выбранные для датирования монациты основной массы представлены мелкими и средними овальными и изометричными зёрнами размером от 10 до 100 мкм по длинной оси (рис. 4), зонального строения с различным содержанием Y, Th и U в различных частях.

При интерпретации датировок монацита предполагалось, что они отражают возрасты их последовательного роста при метаморфических реакциях между акцессорными и породообразующими фазами и/или перекристаллизации в ходе деформационных процессов, а не температуры закрытия изотопной системы [Gasser et al., 2012; Cutts et al., 2013]. Это согласуется с новейшими экспериментальными данными по низким скоростям диффузии Pb и высоким температурам закрытия для монацитов, сопоставимыми с цирконами [Cherniak et al., 2010; Stepanov et al., 2012]. Как правило, такие породы отличаются устойчивостью химически неоднородных зёрен монацитов с широким спектром (до шести популяций) возрастов [Kelsey et al., 2008; Browmik, 2014]. Наиболее часто эта особенность наблюдается в приразломных тектонических зонах [Cutts, 2010], являющихся областями концентрации деформаций и активного взаимодействия геоблоков земной коры. В районе исследования наличие разновозрастных популяций монацитов в бластомилонитах, сформированных в условиях стесненного множественного сдвига,



**Рис. 4.** Местоположения точек датирования в зёрнах монацитов из исходных пород (*a*) и тектонитов (*б*) на изображениях в обратных электронах.

Цифрами показаны значения возрастов (млн лет), полученных в этих точках.

может быть связано с неоднократной реактивизацией ПРСЗ в мезопротерозое [Козлов и др., 2012]. Сохранность полихронных монацитов разных генераций в изученных породах обеспечивалась «сухостью» пород (низкой активностью воды при существенно углекислом составе флюида) [Spear, Pyle, 2010]. В более высокотемпературных породах возраст монацита обычно контролируется температурой закрытия системы, что выражается близкими возрастными значениями всех зерен [Rubatto et al., 2001; Clark et al., 2009].

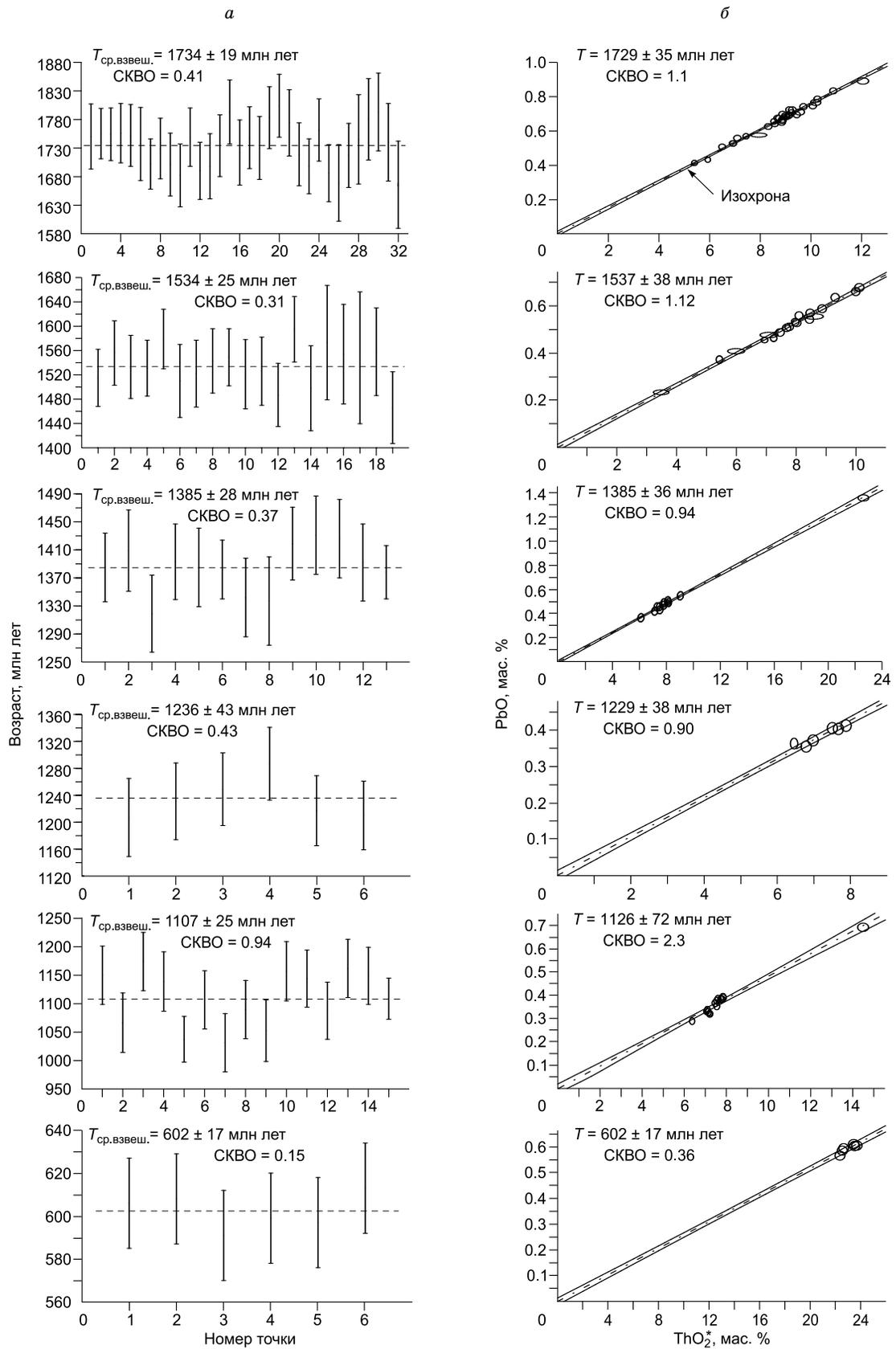
По результатам расчетов отчетливо выделяются шесть групп возрастов метаморфизма, установленных для разных породных доменов (рис. 5). Расчеты возраста включений монацита по 32 точечным анализам в реликтовых крупных порфириобластах граната и матрикс дают значения в интервале от 1804 до 1663 млн лет, средневзвешенное значение —  $1734 \pm 19$  млн лет, СКВО = 0.41 (см. рис. 5). В более мелкозернистых популяциях монацитов, расположенных в линзовидных раздробленных обособлениях, возрасты находятся в диапазонах: (2) от 1595 до 1466 млн лет, средневзвешенное значение —  $1534 \pm 25$  млн лет, СКВО = 0.31 (19 точек); (3) от 1431 до 1319 млн лет, средневзвешенное значение —  $1385 \pm 28$  млн лет, СКВО = 0.37 (13 точек); (4) от 1276 до 1207 млн лет, средневзвешенное значение —  $1236 \pm 43$  млн лет, СКВО = 0.43 (6 точек); (5) от 1173 до 1031 млн лет, средневзвешенное значение —  $1107 \pm 25$  млн лет, СКВО = 0.94 (15 точек); (6) от 613 до 591 млн лет, средневзвешенное значение —  $602 \pm 17$  млн лет, СКВО = 0.15 (9 точек). Близкие оценки получены при расчете значений возрастов выделенных групп с помощью построения изохроны в координатах  $\text{ThO}_2^*-\text{PbO}$  по совокупности точек — (1)  $1729 \pm 35$  млн лет, СКВО = 1.1; (2)  $1537 \pm 38$  млн лет, СКВО = 1.12; (3)  $1385 \pm 36$  млн лет, СКВО = 0.94; (4)  $1229 \pm 38$  млн лет, СКВО = 0.90 (5)  $1126 \pm 72$  млн лет, СКВО = 2.3; (6)  $602 \pm 17$  млн лет, СКВО = 0.36 (см. рис. 5), где последовательность рубежей подтверждается разным углом наклона изохрон [Лиханов и др., 2013e]. Эти значения, вычисленные в рамках двух различных подходов, в целом хорошо согласуются между собой в пределах точности метода. Высокая погрешность датировки в изохронном подходе для возраста  $1126 \pm 72$  млн лет может быть объяснена «скуденностью» в расположении точек на соответствующей диаграмме (небольшого разброса содержаний Th и U) [Вотьяков и др., 2010].

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ИНТЕРПРЕТАЦИИ

Корреляция особенностей развития Ангаро-Канского выступа Енисейского кряжа с геологическими процессами глобального масштаба осуществлена в рамках концепции суперконтинентальных циклов [Nance et al., 2014]. Согласно традиционным представлениям, Сибирский кратон был сформирован в конце палеопротерозоя 2.1—1.8 млрд лет назад в результате амальгамации и коллизии архейско-раннепротерозойских террейнов [Глебовицкий и др., 2008]. В конце этого этапа произошли крупнейшие коллизионные процессы, максимум гранитообразования после 2.7—2.6 млрд лет и формирование суперконтинента Нуна (Колумбия), распавшегося 1.6—1.2 млрд лет назад в результате двух стадий рифтогенеза — 1.38 и 1.27 млрд лет [Evans, Mitchell, 2011]. Фрагментация отдельных кратонов Нуны продолжалась вплоть до гренвилльских событий, в результате которых на рубеже среднего и позднего рифея возник суперконтинент Родиния. Полный геодинамический цикл, включающий периоды его становления и распада, по традиционной оценке длился с 1300 до 700—650 млн лет, хотя Родиния как суперконтинент со стабильной конфигурацией существовала в течение значительно более короткого времени — между ~1000 и ~850 млн лет [Богданова и др., 2009; Cutts et al., 2013]. После короткой стабилизации Родинии произошел ее распад (800—650 млн лет), обусловленный проявлением рифтогенного и внутриплитного магматизма, связанного с плюмовой активностью [Ernst et al., 2008]. Более точные временные границы существования суперконтинентов определить невозможно, поскольку тектонические процессы проходили постоянно, неравномерно и асинхронно, в результате чего некоторые отдельные блоки продолжали присоединяться, в то время как другие отделялись.

Анализ геохронологических данных и датировок, полученных при изучении гнейсов ПРСЗ, позволяет выделить несколько этапов в последовательности тектонических событий в докембрийской эволюции Южно-Енисейского кряжа.

Первый этап формирования реликтовых гнейсов ( $1734 \pm 19$  млн лет) соответствует времени проявления гранулит-амфиболитового метаморфизма пород при  $P = 5.9$  кбар и  $T = 635$  °C. Эти датировки хорошо согласуются с возрастом формирования аллохтонных гиперстен-ортоклазовых гранитов — чарнокитов (кузеевитов) Ангаро-Канского выступа (1.73 млрд лет [Бибикова и др., 2001]). Возраст этих пород близок к возрасту даек долеритов, развитых в пределах Алдано-Станового, Анабарского и Байкальского выступов, сложенных палеопротерозойскими высокоградными метаморфическими породами севера Сибирского кратона [Гладкочуб и др., 2012]. На юго-восточной окраине Сибири относительно близкими возрастными аналогами изученных гнейсов являются образования Билякчано-Улканского вулканоплутонического пояса (юго-восточная окраина Сибири) (1.74—1.70 млрд лет [Larin et al., 1997]). Близковозрастные магматические образования преимущественно анорогенной природы также известны на территории Лаврентии (комплексы Кап Фарвел, Нуэлтин) и Балтики (коростеньский и корсунь-новомиргородский комплексы Украинского щита) (рис. 6, а).



**Рис. 5.** Вариации значений возрастов, рассчитанных по единичным точкам (с величиной их средневзвешенного возраста) (а) и по совокупности точек на диаграмме  $\text{ThO}_2^* - \text{PbO}$  (б).

Горизонтальная штриховая линия — средневзвешенное значение возрастов (с учетом их погрешностей), высота вертикальных линий — значение погрешности возраста в точке анализа (а). Эллипсы — значения погрешности  $2\sigma$ , штрихпунктир — изохрона с двумя симметричными гиперболами, фиксирующими погрешности (б).

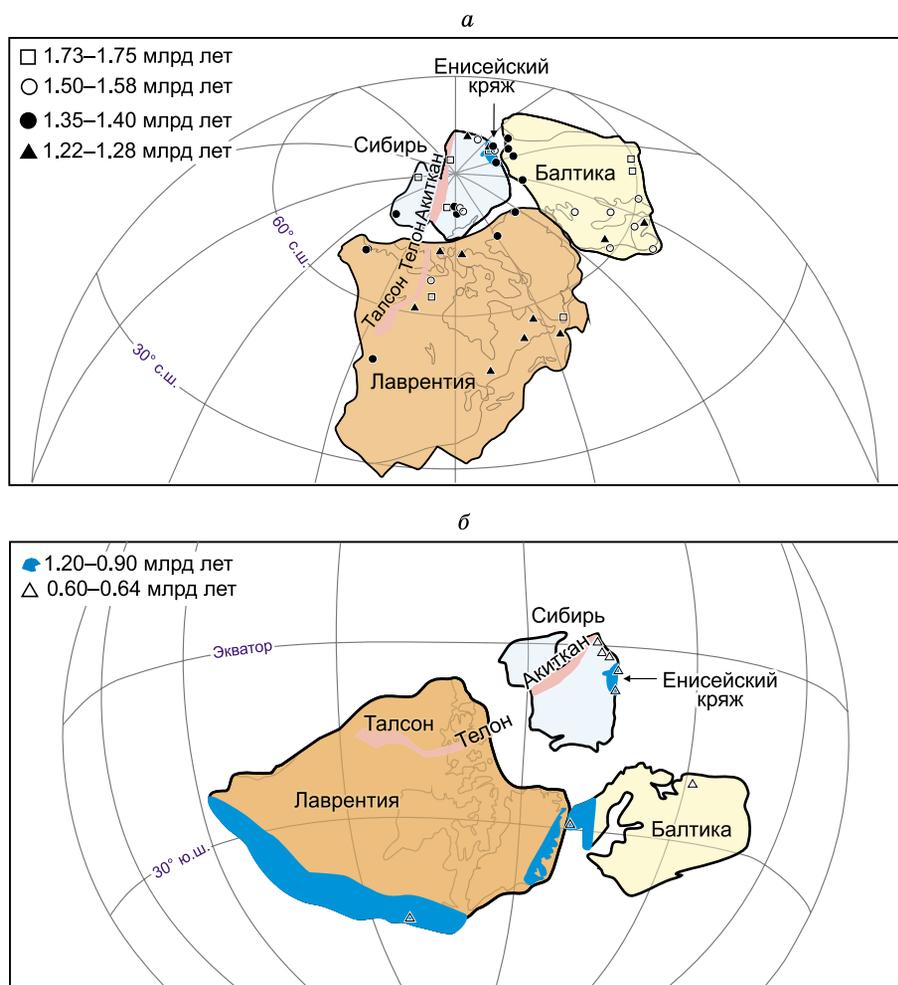


Рис. 6. *a* — реконструкция ядра суперконтинента Нуна в интервале 1900—1200 млн лет, по [Evans, Mitchell, 2011]. Положение Сибирского кратона, по [Zhao et al., 2004]. *б* — конфигурация ядра Родинии и расположение подвижных поясов гренвильской складчатости показаны голубым цветом, по [Rino et al., 2008] с модификацией [Ernst et al., 2008] в период ее стабилизации (1100—850 млн лет назад). Положение Сибирского кратона, по [Dalziel, 1997; Torsvik, 2003]; Аkitканского (Сибирь) и Телон-Талсон (Лаврентия) магматических поясов (голубым цветом), по [Pisarevsky et al., 2008].

Символами показаны местоположения одновозрастных эквивалентов тектонических событий в пределах Сибири, Лаврентии и Балтики.

На последующих трех этапах в результате растяжения земной коры, отвечающего предполагаемому распаду Нуны, эти породы подверглись прогрессивному динамометаморфизму с трансформацией от реликтовых к бластомилонитовым гнейсам с локальными вариациями  $P = 7.4$  кбар и  $T = 660$  °C при низком метаморфическом градиенте  $dT/dH \leq 10$  °C/км. Эти процессы контролировались системой дискретных сдвиговых плоскостей и зон деформаций, обусловивших многократную деструкцию пород с тремя пиками  $1534 \pm 28$ ,  $1385 \pm 28$  и  $1236 \pm 43$  млн лет. В пределах Сибирского кратона к первой дате чрезвычайно близки возрасты гранодиорит-порфиров чернозиминского комплекса в Бирюсинском выступе Присаянского краевого поднятия [Гладкочуб и др., 2002], а также возраст даек и силлов Анабарского выступа (комплексы р. Фомич, куонамский, дзукенский и др.), отражающие условия растяжения [Гладкочуб и др., 2012]. На Восточно-Европейской платформе (Балтике) к этому времени приурочено массовое формирование рапакиви-гранитосодержащих комплексов (рапакиви ЮЗ Финляндии и Центральной Швеции, Салминский массив в Карелии, Рижский, Ратунда, Селенест и др. массивы Свеконорвежской зоны), а также даек и интрузивов Фенноскандинавского щита (комплексы Брейвик-Рьюкан, Варmland), развитых по ее западному обрамлению [Ларин, 2009]. Ко второму пику, маркирующему события растяжения, по возрасту и структурному положению близки проявления рифтогенного и внутриплитного

магматизма на севере Енисейского кряжа, представленные бимодальными ассоциациями с возрастом становления гранитоидов немтихинской толщи гаревского комплекса и развитых по ним апогранитным blastsмилонитам детачмента ~ 1380 млн лет [Попов и др., 2010; Лиханов и др., 2012a]. Этот возраст 1370—1380 млн лет мог быть связан с первой стадией завершения мезопротерозойского рифтогенеза вдоль западной окраины Сибирского кратона и сопряженными синхронными процессами извержения пикробазальт-базальтовых туфов и лав, внедрения ассоциирующих субвулканических тел габбро-долеритов и пикритоидов Рыбинско-Панимбинского вулканического пояса [Ножкин и др., 2011]. Примечательно, что близкий возрастной интервал, установленный U-Pb датированием из гранитов-рапакиви бердяушского массива и риолит-дацитов машакской свиты юрматинской серии, предлагается в качестве границы раннего и среднего рифея в Башкирском мегаантиклинории на Урале [Ронкин и др., 2007], стратиграфические последовательности которого коррелируются с рифейскими отложениями Енисейского кряжа [Иванов, 1981]. Магматическая активность и сопутствующий рифтогенез на рубеже нижнего и среднего рифея на западной окраине Сибирского кратона синхронны с возрастными данными мафических силлов и даек Западной Лаврентии (Виктория Лэнд, Харт и Салмон Ривер Арч) и Северной Гренландии (Мидсомерсо и Зиг-Заг), Анабарского щита (Чизресс) и востока Сибирского кратона (Сетте-Дабан) [Гладкочуб и др., 2012; Puchkov et al., 2013] (см. рис. 6, а). Аналогичных проявлений самых поздних событий мезопротерозойского растяжения (вторая стадия — 1270—1240 млн лет) до настоящего времени в Сибирском кратоне надежно не установлено. Исключение составляют лампроитоподобные породы Урикско-Ийского грабена (Присаянье) в южной части Сибирского кратона, для которых на основании Rb-Sr изохроны был получен возраст 1268±12 млн лет [Секерин и др., 1995]. Возрастные эквиваленты таких дивергентных событий широко представлены на других континентах — гигантскими роями мафических даек и силлов анорогенной природы (Макензи, Найат, Саваж Пойнт, Харп, Лоу Гардар и Беар Ривер) северо-северо-запада и востока Лаврентии, а также центрально-скандинавским комплексом долеритов и роом бимодальных даек Фенноскандинавского щита (Балтика) [Evans, Mitchell, 2011] (см. рис. 6, а). Эти события маркируют заключительные стадии распада суперконтинента Колумбия (Нуна), продолжающиеся вплоть до начала гренвильских событий.

Поздние деформации мезопротерозойской тектонической активизации в регионе, связанные с коллизией мезопротерозойских террейнов и формированием Родинии, произошли в интервале 1.17—1.03 млрд лет назад. Это хорошо согласуется с эволюцией Гренвильского пояса в Лаврентии, являющейся ядром Родинии, диапазон развития которого охватывал от 1.8 до 1.0 млрд лет с наиболее значительными коллизионными процессами в интервале 1.19—0.98 млрд лет назад. Этот интервал времени с интенсивными деформационно-метаморфическими событиями (интенсивная складчатость, тектоническое утолщение коры, связанное с надвигами, коллизионный метаморфизм, внутриплитный магматизм) принимается за гренвильскую эпоху орогенеза [Rivers, 2008], аналоги которой известны практически на всех континентах. Наиболее точно выявленный этап деформаций на Южно-Енисейском кряже коррелирует с шавининганской (1.19—1.14) и оттаванской (1.08—1.02 млрд лет) фазами орогенеза в Гренвильском поясе (Лаврентия) [Rivers, 2008] и арендальской фазой (1.14—1.08 млрд лет) в Свеконорвежском складчатом поясе (Балтика) [Bogdanova et al., 2008]. Метаморфические породы рассматриваемого интервала похожи не только по возрасту, но и по стилю метаморфизма. Аналогичный характер метаморфизма с подобным термодинамическим режимом и низкими величинами метаморфических градиентов, отражающими тектонические обстановки в сдвиговых зонах, типичен для пород этих орогенов. В целом по своей структуре, истории развития и времени кратонизации эти орогены подобны, что позволяет рассматривать их в составе единого Гренвильского пояса, протягивающегося на расстояние более 10000 км от Западной Австралии до Енисейского кряжа [Лиханов и др., 2014б] (см. рис. 6, б). Установленные датировки гренвильских событий на Южно-Енисейском кряже, имевшие место примерно в то же время и в других литосферных блоках азиатского континента [Ярмлюк и др., 2005], хорошо согласуются с оценками возрастов Тейского гранитогнейсового купола, сопряженного с синхронными ареалами регионально-метаморфических пород низких давлений андалузит-силлиманитового типа, и метабазитов Рыбинско-Панимбинского пояса [Лиханов, Ревердатто, 2015] в заангарской части Енисейского кряжа [Ножкин и др., 1999]. В качестве относительно близких возрастных аналогов этих событий могут быть рассмотрены дайки, силлы и другие магматические образования Гренвильской провинции Канады и США (Марси, Морин, Абитиби, Кевинаван, Гардар лейт, Сан Габриэль и др.) [Ernst et al., 2008].

Наиболее поздний импульс динамометаморфических структурно-вещественных преобразований, приуроченных к ПРСЗ, проявлен в эдиакарии (венде), в узком диапазоне времени 615—603 млн лет назад. Возраст этих тектонотермальных событий маркирует завершающий этап неопротерозойской истории Енисейского кряжа, связанный с аккрецией Исаковского и Предивинского островодужных террейнов к западной окраине Сибирского кратона [Ножкин и др., 2007б; Лиханов и др., 2013а]. Эти результаты согласуются с оценками возраста метаморфических пород Северо-Западного Присаянья

(Канский блок и Арзыбейский террейн) [Ножкин и др., 2007б], входящих совместно с Енисейским кряжем в состав Саяно-Енисейского аккреционного пояса. Такому выводу не противоречит возраст метаморфизма аккрецируемых островных дуг в составе Исаковского террейна [Верниковский и др., 1994], поздневендский возраст перекрывающих молассовых комплексов [Ножкин и др., 2015] и возраст базанитов и бластомилонитов ПРСЗ Северо-Енисейского кряжа [Лиханов и др., 2013а]. Наиболее масштабное в это время представлены базитовые щелочные массивы на юге Сибирского кратона (Белозиминский, Жидойский и Ингилийский), интрузирующие осадочно-вулканогенные толщи Бирюсинского и Шарьжалгайского выступов. Практически разновозрастные рифтогенные и базитовые комплексы рассматриваемого интервала времени широко представлены на севере Гренвильской провинции Лаврентии (дайки Лонг Рейндж) и Свеконорвежского орогена Балтики (дайки Эгерсунд) [Pisarevsky et al., 2008a]. В целом этот позднепротерозойский (эдиакарий) рифтогенный этап сопоставляется с заключительной фазой распада Родинии, отчленением Сибирского кратона и раскрытием Палеоазиатского океана. Подтверждением сказанному также являются возрасты детритовых цирконов из осадочных формаций (Уда, Улунтуй, Джемкукан и Хомолхо — 630—600 млн лет) Саяно-Байкало-Патомского пояса на южной окраине Сибирского кратона, маркирующие начало активного осадконакопления в формирующемся океаническом бассейне между Сибирью и Лаврентией [Gladkochub et al., 2013].

Представленные свидетельства полигенности и полихронности минеральных ассоциаций характерны не только для Енисейского кряжа, но и для других позднедокембрийских подвижных поясов [Cuthbert et al., 2000; Вализер и др., 2013]. Корреляция тектонотермальных событий на Енисейском кряже с аналогичными процессами, проявившимися в структуре Балтики и Лаврентии, имеет важное значение для верификации мезопротерозойских палеоконтинентальных реконструкций. Синхронная последовательность идентичных процессов, выявленная по периферии крупных докембрийских кратонов Лаврентии, Балтики и Сибири, указывает на их территориальную близость. Об этом свидетельствуют современные данные по разновозрастным палеополюсам в пределах этих кратонов, подтверждающие, что Сибирь, Балтика и Лаврентия могли быть частями единого суперконтинента со стабильной конфигурацией на протяжении 800 млн лет в интервале от 1800 до 1000 млн лет [Pisarevsky, 2013]. Это подтверждается современными палеомагнитными реконструкциями, указывающими, что эти кратоны являлись ядрами Нуны и Родинии в указанном интервале времени [Evans, Mitchell, 2011; Didenko, Vodovozov, 2013]. В эдиакарии эти кратоны также могли находиться в непосредственной близости друг от друга. Аргументом в пользу представления об их взаиморасположении в эту эпоху служит синхронность тиманских (северо-восток Балтики) тектонических и седиментационных процессов, начавшихся около 610—600 млн лет, с сибирскими и лаврентийскими событиями [Sovetov, 2002; Grazhdankin, 2004], что не противоречит современным палеомагнитным реконструкциям [Dalziel, 1997; Dalziel et al., 2000; Метелкин др., 2012].

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненный анализ геолого-структурных, минералого-петрологических и изотопно-геохронологических данных в рамках современных знаний о суперконтинентальных циклах позволил уточнить представления о развитии земной коры в Ангаро-Канском выступе Енисейского кряжа.

На примере гнейсов Приенисейской региональной сдвиговой зоны Южно-Енисейского кряжа изучены процессы фрагментации вещества при динамометаморфизме. Показано, что наложенные сдвиговые деформации привели к формированию зон бластомилонитов, где исходные породы подверглись динамометаморфизму с повышением давления на 1.4—1.7 кбар при незначительном повышении температуры на 20—30 °С. Эти наблюдения свидетельствуют о превышении ориентированного тектонического давления над литостатическим, что согласуется с результатами экспериментов по численному моделированию поведения пород в сдвиговых зонах [Schmalholz, Podladchikov, 2013].

Получены первые данные о проявлении мезопротерозойских тектонических событий в геологической истории Южно-Енисейского кряжа. Анализ геохронологических данных позволил выделить шесть дискретных этапов в последовательности тектонических событий региона, увязанных с возрастными аналогами в пределах других кратонов и глобальными геологическими процессами в эволюции суперконтинентов. Первый этап (~1.73 млрд лет), соответствующий времени проявления гранулит-амфиболитового метаморфизма пород при  $P = 5.9$  кбар и  $T = 635$  °С, фиксирует завершение становления структуры Сибирского кратона в составе палеомезопротерозойского суперконтинента Нуна. На втором этапе в результате растяжения земной коры, отвечающего предполагаемому распаду Нуны, эти породы подверглись мезопротерозойскому динамометаморфизму ( $P = 7.4$  кбар и  $T = 660$  °С) с тремя пиками 1.54, 1.38 и 1.25 млрд лет с образованием комплексов высокобарических бластомилонитов в сдвиговых зонах. Поздние деформации мезопротерозойской тектонической активизации в регионе, связанные с коллизионными процессами гренвильского возраста и формированием суперконтинента Родиния, про-

изошли 1.17—1.03 млрд лет назад. Время заключительного импульса динамометаморфических преобразований (615—600 млн лет) маркирует завершающий этап неопротерозойской истории Енисейского кряжа, связанный с аккрецией островодужных террейнов к западной окраине Сибирского кратона. Общая продолжительность выявленных тектонотермальных процессов в рифейской эволюции Южно-Енисейского кряжа (~650 млн лет) коррелируется с длительностью периодов геодинамических циклов в развитии суперконтинентов.

Представленные доказательства присутствия разновозрастных эквивалентов мезопротерозойских событий в пределах ПРСЗ и схожая последовательность однотипных тектонотермальных событий в истории развития Южно- и Северо-Енисейского кряжа указывают на их развитие в составе единой структуры в широком временном диапазоне (1385-600 млн лет). Об этом также свидетельствует положение гранитогнейсовых куполов, протягивающихся через Заангарье и Южно-Енисейский кряж. Установленные сведения о проявлении разновозрастных мезопротерозойских событий в пределах южной и северной части Енисейского кряжа не согласуются с гипотезой о существовании глобального перерыва (от 1.75 до 0.7 млрд лет) в эндогенной активности докембрийского этапа тектонической эволюции юго-западной окраины Сибирского кратона [Гладкочуб и др., 2008, 2012; Gladkochub et al., 2013]. Они также указывают на то, что деструкция кристаллического фундамента, отмечаемая дискретными зонами сдвигов, происходила не одноактно, а продолжалась в течение длительного периода времени (нижний и средний рифей).

Приведенные данные об идентичности и устойчивости во времени сочленений Северной Америки, Балтики и Сибири могут указывать на значительные аналогии между реконструкциями суперконтинентов разного возраста, что отмечалось в работе Дж. Мирта [Meert, 2014]. Эти результаты свидетельствуют об упорядоченности структурного плана Земли и тектонической унаследованности отдельных континентальных блоков [Божко, 2014], противоречащих представлениям об их хаотической перетасовке в процессе суперконтинентальной цикличности.

Авторы признательны рецензентам А.Д. Ножкину и А.И. Русину за критический анализ рукописи и позитивные отзывы, а также Е.В. Склярову за ценные конструктивные замечания к первоначальному варианту статьи.

Исследования проведены при поддержке грантов Президиума СО РАН (партнерский проект фундаментальных исследований № 12) и РФФИ (14-05-00117).

#### ЛИТЕРАТУРА

**Беляев О.А., Митрофанов Ф.П., Петров В.П.** Локальные вариации *PT*-параметров тектонометаморфизма в зоне пластического сдвига // ДАН, 1998, т. 361, № 3, с. 370—374.

**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.

**Бибикова Е.В., Грачева Т.В., Козаков И.К., Плоткина Ю.В.** U-Pb возраст гиперстеновых гранитов (кузеевитов) Ангаро-Канского выступа (Енисейский кряж) // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (5), с. 864—867.

**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.

**Божко Н.А.** Проблемы тектоники суперконтинентов // Суперконтиненты в геологическом развитии докембрия (Материалы IV Российской конференции по геологии и геодинамике докембрия. Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия), 2014, с. 22—25.

**Вализер П.М., Русин А.И., Краснобаев А.А., Лиханов И.И.** Гранат-пироксеновые и лавсонитсодержащие породы максютовского комплекса (Южный Урал) // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (11), с. 1754—1772.

**Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Даценко В.М., Сальникова Е.Б., Яснев А.М., Котов А.Б., Травин А.В.** О проявлении раннепалеозойского магматизма в Южно-Енисейском кряже // ДАН, 2004, т. 397, № 3, с. 374—379.

**Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Матушкин Н.Ю., Романова И.В., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Травин А.В.** Среднепалеозойский и раннемезозойский анорогенный магматизм Южно-Енисейского кряжа: первые геохимические и геохронологические данные // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (5), с. 701—716.

**Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Ножкин А.Д., Пономарчук В.А.** Рифейские офиолиты Исаковского пояса (Енисейский кряж) // Геология и геофизика, 1994, т. 3 (7—8), с. 169—180.

**Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Черных А.И., Ковач В.П., Бережная Н.Г., Яковлева С.З.** Новые U-Pb данные возраста формирования палеостро-

дужного комплекса Предивинского террейна Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (2), с. 255—259.

**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.

**Владимиров А.Г., Владимиров В.Г., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Бабин Г.А., Травин А.В., Хромых С.В., Юдин Д.С., Кармышева И.В., Корнеева И.Б., Михеев Е.В.** Роль плюм-тектоники и сдвигово-раздвиговых деформаций литосферы в эволюции ранних каледонид Центральной Азии // Изв. СО РАЕН (секция наук о Земле), 2011, № 1, с. 104—118.

**Вотьяков С.Л., Хиллер В.В., Щапова Ю.В., Поротников А.В.** Химическое электронно-зондовое датирование минералов-концентраторов радиоактивных элементов: методические аспекты // Литосфера, 2010, № 4, с. 94—115.

**Геология** и металлогения Енисейского рудного пояса / Под ред. Г.Н. Бровкова, Л.В. Ли, М.Л. Шермана. Красноярск, СНИИГГиМС, 1985, 291 с.

**Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Скляр Е.В., Пономарчук В.А., Станевич А.М.** Урикско-Ийский грабен Присаянского выступа Сибирского кратона: новые геохронологические данные и геодинамические следствия // ДАН, 2002, т. 386, № 1, с. 72—77.

**Гладкочуб Д.П., Скляр Е.В., Донская Т.В., Станевич А.М., Мазукабзов А.М.** Период глобальной неопределенности («белое пятно») в докембрийской истории юга Сибирского кратона и проблема транспротерозойского суперконтинента // ДАН, 2008, т. 421, № 2, с. 224—229.

**Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Эрнст Р., Мазукабзов А.М., Скляр Е.В., Писаревский С.А., Вингейт М., Седерлунд У.** Базитовый магматизм Сибирского кратона в протерозое: обзор основных этапов и их геодинамическая интерпретация // Геотектоника, 2012, т. 20, № 4, с. 28—41.

**Глебовицкий В.А., Хильтова В.Я., Казаков И.К.** Тектоническое строение Сибирского кратона: интерпретация геолого-геофизических, геохронологических и изотопно-геохимических данных // Геотектоника, 2008, № 1, с. 12—26.

**Детков В.А., Вальчак В.И., Горюнов Н.А., Евграфов А.А.** Особенности строения земной коры и верхней мантии юга Сибирской платформы в сечении опорных маршрутов Батолит и Алтай-Северная Земля // Модели земной коры и верхней мантии по результатам глубинного сейсмопрофилирования. СПб., ВСЕГЕИ, 2007, с. 26—31.

**Добрецов Н.Л., Буслов М.М., де Граве Й., Скляр Е.В.** Взаимосвязь магматических, осадочных и аккреционно-коллизийных процессов на Сибирской платформе и ее складчатом обрамлении // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (10), с. 1451—1471.

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

**Иванов С.Н.** О байкалидах Урала и Сибири // Геотектоника, 1981, № 5, с. 47—65.

**Иванов С.Н., Русин А.И.** Континентальный рифтовый метаморфизм // Геотектоника, 1997, № 1, с. 6—19.

**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.

**Конторович А.Э., Конторович В.А., Филиппов Ю.Ф., Беляев С.Ю., Каштанов В.А., Хоменко А.В., Бурштейн Л.М., Вальчак В.И., Евграфов А.А., Ефимов А.С., Конторович А.А., Петров В.Н.** Предъенисейская нефтегазоносная субпровинция — новый перспективный объект поисков нефти и газа в Сибири // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений, 2006, № 5—6, с. 9—23.

**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.

**Лиханов И.И.** Минеральные реакции в высокоглиноземистых и железистых метапелитовых 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 метapelиты 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.** Геохимия, возраст и особенности петрогенезиса пород гаревского метаморфического комплекса Енисейского кряжа // Геохимия, 2014а, т. 52, № 1, с. 3—25.

**Лиханов И.И., Ревердатто В.В.** *P-T-t* эволюция метаморфизма в Заангарье Енисейского кряжа: петрологические и геодинамические следствия // Геология и геофизика, 2014б, т. 55 (3), с. 385—416.

**Лиханов И.И., Ревердатто В.В.** Зональность граната как индикатор эволюции метаморфизма в метapelитах Енисейского кряжа // ДАН, 2014в, т. 458, № 1, с. 74—79.

**Лиханов И.И., Ревердатто В.В.** Древнейшие метабазиты Северо-Енисейского кряжа // ДАН, 2015, т. 460, № 4, с. 434—440.

**Лиханов И.И., Полянский О.П., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Вершинин А.Е., Кребе М., Мемми И.** Метаморфическая эволюция высокоглиноземистых метapelитов 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 метapelитов 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, 2006а, т. 411, № 2, с. 235—239.

**Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Вершинин А.Е.** Геохимические свидетельства природы протолита железисто-глиноземистых метapelитов Кузнецкого Алатау и Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 2006б, т. 47 (1), с. 119—131.

**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  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  данным) // ДАН, 2007, т. 412, № 6, с. 799—803.

**Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Вершинин А.Е.** Железисто-глиноземистые метapelиты 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  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  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, 2011а, т. 52 (10), с. 1593—1611.

**Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Вершинин А.Е.** Тейский полиметаморфический комплекс в Заангарье Енисейского кряжа — пример совмещенной зональности фациальных серий низких и умеренных давлений // ДАН, 2011б, т. 436, № 4, с. 509—514.

**Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Зиновьев С.В.** Новые доказательства гренвилльских событий на западной окраине Сибирского кратона на примере гаревского метаморфического комплекса в Заангарье Енисейского кряжа // ДАН, 2011в, т. 438, № 4, с. 522—527.

**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  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  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., Зиновьев С.В., Ножкин А.Д.** Возраст бластомилонитов Енисейского кряжа как свидетельство вендских аккреционно-коллизионных событий на западной окраине Сибирского кратона // ДАН, 2013а, т. 450, № 2, с. 199—203.

**Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Зиновьев С.В.** Неопротерозойский дайковый пояс Заангарья Енисейского кряжа как индикатор процессов растяжения и распада Родинии // ДАН, 2013б, т. 450, № 6, с. 685—690.

**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 // ДАН, 2013в, т. 453, № 6, с. 671—675.

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

**Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Попов Н.В.** Новые данные о позднерифейском внутриплитном гранитоидном магматизме Заангарья Енисейского кряжа // ДАН, 2013д, т. 453, № 1, с. 82—87.

**Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Хиллер В.В.** Реконструкция неопротерозойской метаморфической истории Заангарья Енисейского кряжа по данным Th-U-Pb датирования монацита и ксенотима в зональных гранатах // ДАН, 2013е, т. 450, № 3, с. 329—334.

**Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Хиллер В.В., Ножкин А.Д.** Позднепротерозойские А-граниты Чернореченского массива Енисейского кряжа: новые геохимические и геохронологические данные // ДАН, 2014а, т. 455, № 1, с. 82—86.

**Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Козлов П.С.** Гренвильские тектонические события и эволюция Енисейского кряжа, западная окраина Сибирского кратона // Геотектоника, 2014б, т. 48, № 5, с. 116—137.

**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.

**Мехоношин А.С., Владимиров А.Г., Владимиров В.Г., Волкова Н.И., Колотилина Т.Б., Михеев Е.В., Травин А.В., Юдин Д.С., Хлестов В.В., Хромых С.В.** Реститовые гипербазиты в коллизионной системе ранних каледонид Западного Прибайкалья // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (10), с. 1562—1582.

**Митрофанов Г.Л., Мордовская Т.В., Никольский Ф.В.** Структуры скупивания коры некоторых окраинных частей Сибирской платформы // Тектоника платформенных областей. Новосибирск, Наука, 1988, с. 169—173.

**Ножкин А.Д.** Раннепротерозойские окраинно-континентальные комплексы Ангарского складчатого пояса и особенности их металлогении // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (11), с. 1524—1544.

**Ножкин А.Д., Туркина О.М.** Геохимия гранулитов канского и шарыжалгайского выступов. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 1993, 219 с.

**Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бибикина 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., Бибикина Е.В., Туркина О.М., Пономарчук В.А.** Изотопно-геохронологическое исследование (U-Pb, Ar-Ar, Sm-Nd) субщелочных порфиридных гранитов Таракского массива Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (9), с. 879—889.

**Ножкин А.Д., Постников А.А., Наговицин К.Е., Травин А.В., Станевич А.М., Юдин Д.С.** Чингасанская серия неопротерозоя Енисейского кряжа: новые данные о возрасте и условиях формирования // Геология и геофизика, 2007а, т. 48 (12), с. 1307—1320.

**Ножкин А.Д., Туркина О.М., Советов Ю.К., Травин А.В.** Вендское аккреционно-коллизионное событие на юго-западной окраине Сибирского кратона // ДАН, 2007б, т. 415, № 6, с. 782—787.

**Ножкин А.Д., Туркина О.М., Баянова Т.Б., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Постников А.А., Травин А.В., Эрнст Р.Е.** Неопротерозойский рифтогенный и внутриплитный магматизм Енисейского кряжа как индикатор процессов распада Родинии // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (7), с. 666—688.

**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, 2009, т. 428, № 3, с. 386—391.

**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., Маслов А.В., Дмитриева Н.В., Ронкин Ю.Л.** Дорифейские метapelиты Енисейского кряжа: химический состав, источники сноса, палеогеодинамика // Геохимия, 2012, № 7, с. 644—682.

**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.

**Ножкин А.Д., Туркина О.М., Дмитриева Н.В., Лиханов И.И.** Время формирования и *P-T* параметры метаморфизма метатерригенно-карбонатных отложений Дербинского блока (Восточный Саян) // ДАН, 2015, т. 461, № 5, с. 575—578.

**Попов Н.В.** Тектоническая модель раннедокембрийской эволюции Южно-Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (7), с. 1028—1041.

**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.

**Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Казак Ф.П., Матуков Д.И., Лепихина О.П.** Граница нижнего и среднего рифея на Южном Урале: новые изотопные U-Pb SHRIMP-II ограничения // ДАН, 2007, т. 415, № 3, с. 370—376.

**Русин А.И.** Орогенный (коллизийный) метаморфизм Урала // Геология Урала и сопредельных территорий. Екатеринбург, УрО РАН, 2007, с. 63—74.

**Савко К.А., Хиллер В.В., Базиков Н.С., Вотяков С.Л.** Th-U-Pb возраст метаморфизма пород воронцовской серии Воронежского кристаллического массива по данным микрозондового датирования монацитов // ДАН, 2012, т. 444, № 3, с. 289—295.

**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.

**Секерин А.П., Меньшагин Ю.В., Лашенов Ю.И.** Присянская провинция высококалийных щелочных базитов и лампроитов // ДАН, 1995, т. 342, № 1, с. 82—86.

**Старосельцев В.С., Мигурский А.В., Старосельцев К.В.** Енисейский кряж и его сочленение с Сибирской платформой // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (1—2), с. 76—85.

**Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.** Континентальная кора: ее состав и эволюция. М., Мир, 1988, 379 с.

**Тектоника** и металлогения Нижнего Приангарья / Ред. А.И. Забияка. Красноярск, КНИИГГиМС, 2004, 325 с.

**Тен А.А.** Динамическая модель генерации высоких давлений при сдвиговых деформациях горных пород (результаты численного эксперимента) // ДАН, 1993, т. 328, № 3, с. 322—324.

**Туркина О.М., Ножкин А.Д., Баянова Т.Б., Дмитриева Н.В., Травин А.В.** Докембрийские террейны юго-западного обрамления Сибирского кратона: изотопные провинции, этапы формирования коры и аккреционно-коллизийных событий // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 80—92.

**Туркина О.М., Бережная Н.Г., Лепехина Е.Н., Капитонов И.Н.** Возраст мафических гранулитов из раннедокембрийского метаморфического комплекса Ангаро-Канского блока (юго-запад Сибирского кратона): изотопный U-Pb и Lu-Hf и редкоземельный состав циркона // ДАН, 2012, т. 445, № 4, с. 450—458.

**Хаин В.Е.** Об основных принципах построения подлинно глобальной модели динамики Земли // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (6), с. 736—760.

**Хераскова Т.Н., Каплан С.А., Галуев В.И.** Строение Сибирской платформы и ее западной окраины в рифее—раннем палеозое // Геотектоника, 2009, № 2, с. 37—56.

**Чиков Б.М., Беляев С.Ю., Сердюк С.С.** Тектоника Центральной Сибири (Ангаро-Енисейский регион). Общие вопросы тектоники // Тектоника России. М., Геос, 2000, с. 567—569.

**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 гренавиллид в Центрально-Азиатском складчатом поясе // ДАН, 2005, т. 404, № 1, с. 84—89.

**Aerden D.G.A.M., Bell T.H., Puga E., Sayab M., Lozano J.A., Diaz de Federico A.** Multi-stage mountain building vs. relative plate motions in the Betic Cordillera deduced from integrated microstructural and petrological analysis of porphyroblast inclusion trails // Tectonophysics, 2013, v. 587, p. 188—206.

**Anderson J.R., Kelsey D.E., Hand M., Collins W.J.** Conductively driven, high-thermal gradient metamorphism in the Anmatjira Range, Arunta region, central Australia // J. Metamorph. Geol., 2013, v. 31, p. 1003—1026.

**Bell T.H., Rieuwers M.T., Cihan M., Evans T.P., Ham A.P., Welch P.W.** Inter-relationships between deformation partitioning, metamorphism and tectonism // Tectonophysics, 2013, v. 587, p. 119—132.

**Bogdanova S.V., Bingen B., Gorbatshev R., Kheraskova T.N., Kozlov V.I., Puchkov V.N., Volozh Yu.A.** The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia // Precam. Res., 2008, v. 160, p. 23—45.

**Browmik S.K., Wilde S.A., Bhandari A., Sarbadhikari A.B.** Zoned monazite and zircon as monitors for the thermal history of granulite terranes: an example from the Central Indian tectonic zone // J. Petrol., 2014, v. 55 (3), p. 585—621.

- Chatterjee N.D., Johannes W.S.** Thermal stability and standard thermodynamic properties of synthetic  $2M_1$ -muscovite,  $KAl_2Al_3Si_3O_{10}(OH)_2$  // *Contr. Miner. Petrol.*, 1974, v. 48, p. 89—114.
- Chen Q., Chen N.S., Wang Q.Y.** Electron microprobe chemical ages of monazite from Qinling Group in the Qinling Orogen: Evidence for Late Pan-African metamorphism? // *Chinese Sci. Bull.*, 2006, v. 51, p. 2645—2650.
- Chen N.S., Sun M., Wang Q.Y., Zhao G., Chen Q., Shu G.** EMP chemical ages of monazite from Central Zone of the eastern Kunlun Orogen: Record of multi-tectonometamorphic events // *Chinese Sci. Bull.*, 2007, v. 52, p. 2252—2263.
- Cherniak D.J.** Diffusion in accessory minerals: zircon, titanite, apatite, monazite and xenotime // *Rev. Miner. Geochem.*, 2010, v. 72, p. 827—869.
- Clark C., Collins A.S., Santosh M., Taylor R., Wade B.P.** The *P-T-t* architecture of a Gondwanan suture: REE, U-Pb Ti-in-zircon thermometric constraints from the Palghat Cauvery shear system, South India // *Precam. Res.*, 2009, v. 174, p. 129—144.
- Cocherie A., Albarede F.** An improved U-Th-Pb age calculation for electron microprobe dating of monazite // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2001, v. 65, № 24, p. 4509—4522.
- Cocherie A., Mezeme E.B., Legendre O., Fanning C.M., Faure M., Rossi P.** Electron-microprobe dating as a tool for determining the closure of Th-U-Pb systems in migmatitic monazite // *Amer. Miner.*, 2005, v. 90, p. 607—618.
- Cuthbert S.J., Carswell D.A., Krogh-Ravna E.J., Wain A.** Eclogites and eclogites in the Western Gneiss Region, Norwegian Caledonides // *Lithos*, 2000, v. 52, p. 165—195.
- Cutts K.A.** Investigating the metamorphic evolution of reworked terrains // PhD thesis, The University of Adelaide, Australia, 2010, 235 p.
- 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. Metamorph. Geol.*, 2010, v. 28, p. 249—267.
- Cutts K.A., Kelsey D.E., Hand M.** Evidence for late Paleoproterozoic (ca 1690—1665 Ma) high- to ultrahigh-temperature metamorphism in southern Australia: implications for Proterozoic supercontinent models // *Gondwana Res.*, 2013, v. 23, p. 517—540.
- Dalziel I.W.D.** Neoproterozoic-Paleozoic geography and tectonics: review, hypothesis and environmental speculation // *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1997, v. 109, p. 16—42.
- 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.
- Didenko A., Vodovozov V.Yu.** The apparent polar wander path of the Siberian craton in the Paleoproterozoic / Eds. R. Veselovskiy, N. Lubnina // *Rodinia 2013: Supercontinental Cycles and Geodynamics Symposium 2013*. Moscow, PERO Press, p. 20.
- 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.
- Evans D.A.D., Mitchell R.N.** Assembly and breakup of the core of Paleoproterozoic-Mesoproterozoic supercontinent Nuna // *Geology*, 2011, v. 39, № 5, p. 443—446.
- Gasser D., Bruand E., Rubatto R., Stuwe K.** The behaviour of monazite from greenschist facies phyllites to anatexitic gneisses: an example from the Chugach Metamorphic Complex, southern Alaska // *Lithos*, 2012, v. 134—135, p. 108—122.
- Gladkochub D.P., Pisarevsky S.A., Stanevich A.M., Donskaya T.V., Mazukabzov A.M.** When Siberia broke up from Rodinia? Evidence from detrital zircon geochronology / Eds. R. Veselovskiy, N. Lubnina // *Rodinia 2013: Supercontinental Cycles and Geodynamics Symposium 2013*. Moscow, PERO Press, p. 31.
- Goncalves P., Williams M.L., Jercinovic M.J.** Electron-microprobe age mapping of monazite // *Amer. Miner.*, 2005, v. 90, p. 578—585.
- Grazhdankin D.V.** Late Neoproterozoic sedimentation in the Timan foreland. The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica // *Geol. Soc. London Memoirs* 30, 2004, p. 37—46.
- Haas H., Holdaway M.J.** Equilibria in the system  $Al_2O_3$ — $SiO_2$ — $H_2O$  involving the stability limits of pyrophyllite, and thermodynamic data of pyrophyllite // *Amer. J. Sci.*, 1973, v. 273, p. 348—357.
- Holdaway M.J.** Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram // *Amer. J. Sci.*, 1971, v. 271, p. 97—131.
- Holdaway M.J.** Application of new experimental and garnet Margules data to the garnet-biotite geothermometer // *Amer. Miner.*, 2000, v. 85, p. 881—889.

**Kelsey D.E., Clark C., Hand M.** Thermobarometric modeling of zircon and monazite growth in melt-bearing systems: examples using model metapelitic and metapsammitic granulites // *J. Metamorph. Geol.*, 2008, v. 26, p. 199—212.

**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.

**Larin A.M., Amelin Yu.V., Neymark L.A., Krymsky R.Sh.** The origin of the 1.73—1.70 Ga anorogenic Ulkan volcano-plutonic complex, Siberian platform, Russia: inferences from geochronological, geochemical and Nd-Sr-Pb isotopic data // *Annales de Academia Brasiliiana Ciencias*, 1997, v. 69, № 3, p. 295—312.

**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*, 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. Miner.*, 1994, v. 6, p. 133—144.

**Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Sheplev V.S., Vershinin 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. Metamorph. Geol.*, 2004, v. 22, p. 743—762.

**Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S., Khiller V.V., Sukhorukov V.P.** *P-T-t* constraints on polymetamorphic complexes of the Yenisey Ridge, East Siberia: implications for Neoproterozoic paleocontinental reconstructions // *J. Asian Earth Sci.*, 2014, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jseaes.2014.10.026>.

**Mancktelow N.S.** Tectonic pressure: Theoretical concepts and modelled examples // *Lithos*, 2008, v. 103, p. 149—177.

**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.

**Meert J.G.** Strange attractors, spiritual interlopers and lonely wanderers: The search for pre-Pangean supercontinents // *Geosci. Front.*, 2014, v. 5, p. 155—166.

**Montel J.M., Foret S., Veschambre M., Nicollet C., Provost A.** Electron microprobe dating of monazite // *Chem. Geol.*, 1996, v. 131, p. 37—53.

**Morrissey L.J., Hand M., Raimondo T., Kelsey D.E.** Long-lived high-T, low-P granulite facies metamorphism in the Arunta Region, central Australia // *J. Metamorph. Geol.*, 2014, v. 32, p. 25—47.

**Nance R.D., Murphy J.B., Santosh M.** The supercontinental cycle: a retrospective essay // *Gondwana Res.*, 2014, v. 25, p. 4—29.

**Nozhkin A.D., Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S.** Grenville orogeny, Late Neoproterozoic rift-related and intraplate magmatism at the western margin of the Siberian craton as geological evidence for the assembly and breakup of Rodinia / Eds. R. Veselovskiy, N. Lubnina // *Rodinia 2013: Supercontinental Cycles and Geodynamics Symposium 2013*. Moscow, PERO Press, p. 55.

**Passchier C.W., Trouw R.A.J.** *Microtectonics*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 2nd ed. 2005, 366 p.

**Pattison D.R.M.** Stability of andalusite and sillimanite and the Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub> triple point: constraints from the Ballachulish aureole // *Scot. J. Geol.*, 1992, v. 100, p. 423—446.

**Pattison D.R.M.** Instability of Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub> «triple point» assemblages in muscovite + biotite + quartz-bearing metapelites, with implications // *Amer. Miner.*, 2001, v. 86, p. 1414—1422.

- Petrini K., Podladchikov Yu.** Lithospheric pressure-depth relationship in compressive regions of thickened crust // *J. Metamorph. Geol.*, 2000, v. 18, p. 67—77.
- Pisarevsky S.** Pre-Rodinian supercontinents: how «super» were they? / Eds. R. Veselovskiy, N. Lubnina // *Rodinia 2013: Supercontinental Cycles and Geodynamics Symposium 2013*. Moscow, PERO Press, p. 58.
- Pisarevsky S.A., Murphy J.B., Cawood P.A., Collins A.S.** Late Neoproterozoic and Early Cambrian palaeogeography: models and problems // *West Gondwana: Pre-Cenozoic correlations across the South Atlantic region* / Eds. R.J. Pankhurst, R.A.J. Trouw, B.B. Neves Brito, M.J. de Wit. *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 249, 2008a, p. 9—31.
- Pisarevsky S.A., Natapov L.M., Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Vernikovskiy V.A.** Proterozoic Siberia: a promontory of Rodinia // *Precam. Res.*, 2008b, v. 160, p. 66—76.
- Puchkov V.N., Bogdanov S.V., Ernst R.E., Kozlov V.I., Krasnobaev A.A., Soderlund U., Wingate M.T.D., Postnikov A.V., Sergeeva N.D.** The ca. 1380 Ma Mashak igneous event of the Southern Urals // *Lithos*, 2013, v. 174, p. 109—124.
- 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.
- Rubatto D., Williams I.S., Buick I.S.** Zircon and monazite response to prograde metamorphism in the Reynolds Range, central Australia // *Contr. Miner. Petrol.*, 2001, v. 140, p. 458—468.
- Schmalholz S.V., Podladchikov Y.Y.** Tectonic overpressure in weak crustal-scale shear zones and implications for the exhumation of high pressure rocks // *Geophys. Res. Lett.*, 2013, v. 40, p. 1984—1988.
- Sovetov J.K.** Vendian foreland basin of the Siberian cratonic margin: Paleopangean accretionary phases // *Rus. J. Earth Sci.*, 2002, v. 4, № 5, p. 365—387.
- Spear F.S., Pyle J.M.** Theoretical modelling of monazite growth in a low-Ca metapelite // *Chem. Geol.*, 2010, v. 273, p. 111—119.
- 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.
- Stepanov A.S., Hermann J., Rubatto D., Rapp R.P.** Experimental study of monazite/melt partitioning with implications for the REE, Th and U geochemistry of crustal rocks // *Chem. Geol.*, 2012, v. 300, p. 200—220.
- Suzuki K., Kato T.** CHIME dating of monazite, xenotime, zircon and polycrase: Protocol, pitfalls and chemical criterion of possibly discordant age data // *Gondwana Res.*, 2008, v. 14, p. 569—586.
- Suzuki K., Adachi M., Tanaka T.** Middle Precambrian provenance of Jurassic sandstone in the Mino Terrane, central Japan: Th-U-total Pb evidence from an electron microprobe monazite study // *Sedim. Geol.*, 1991, v. 75, p. 141—147.
- Symmes G.H., Ferry J.M.** The effect of whole-rock MnO content on the stability of garnet in pelitic schists during metamorphism // *J. Metamorph. Geol.*, 1992, v. 10, p. 221—237.
- Tajcmanova L.** Pressure variations in metamorphic rocks: Implications for the interpretation of petrographic observations // *Miner. Mag.*, 2013, v. 77 (5), p. 2300.
- Torsvik T.H.** The Rodinia Jigsaw Puzzle // *Science*, 2003, v. 300, p. 1379—1381.
- Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E., Kotov A.B., Sal'nikova E.V., Kovach V.P.** Neoproterozoic accretionary and collisional events on the western margin of the Siberian Craton: new geological and geochronological evidence from the Yenisey Ridge // *Tectonophysics*, 2003, v. 375, p. 147—168.
- Whitney D.L., Evans B.W.** Abbreviations for names of rock-forming minerals // *Amer. Miner.*, 2010, v. 95, p. 185—187.
- Wolfram S.** The mathematica book. 5th edn. Champaign IL, Wolfram Media Inc., 2003, 544 p.
- Wu C.M., Zhao G.C.** Recalibration of the garnet — muscovite (GM) geothermometer and the garnet — muscovite — plagioclase — quartz (GMPQ) geobarometer for metapelitic assemblages // *J. Petrol.*, 2006, v. 47, p. 2357—2368.
- Wu C.M., Zhang J., Ren L.D.** Empirical garnet — biotite — plagioclase — quartz (GBPQ) geobarometry in medium- to high-grade metapelites // *J. Petrol.*, 2004, v. 45(9), p. 1907—1921.
- Zhao G., Sun M., Wilde S.A., Li S.** A Paleo-Mesoproterozoic supercontinent: assembly, growth and breakup // *Earth-Science Rev.*, 2004, v. 67, p. 91—123.