

<https://doi.org/10.5800/GT-2017-8-3-0309>

MESO-NEOPROTEROZOIC GRENVILLE-SVECONORWEGIAN INTRACONTINENTAL OROGEN: HISTORY, TECTONICS, GEODYNAMICS

M. V. Mints

Geological Institute of RAS, Moscow, Russia

Abstract: The objective of this paper is to represent the main features inherent to Grenville-Sveconorwegian Orogen (GSNO) and to propose a model of tectonic and geodynamic evolution of this orogen based on the results of research concerning similar Precambrian tectonic units in the East European Craton. The studies of the conditions and settings related to origin and evolution of GSNO are of special interest, because it is located geographically and in a certain sense ideologically in the center of Rodinia, a supposed Neoproterozoic supercontinent. GSNO originated in the Mezo-Neoproterozoic in the inner region of the Lauroscandia continent. At present, the synformal tectonic structure of GSNO is divided into two portions: Grenville sector along the southeastern margin of the Canadian Shield, and Sveconorwegian sector in the southwestern Scandinavia. The integrity of Lauroscandia was twice disturbed in the Mezo-Neoproterozoic when oceanic structures resembling the Atlantic Ocean were formed. Later on, the continuity of the continent was restored with the involvement of oceanic lithosphere subduction and accretion and obduction of the island-arc and oceanic terranes. We distinguish two stages in the GSNO history: (1) 'preparatory' stage (from ~1.90 to ~1.16 Ga), and (2) formation of GSNO proper (from ~1.19 to ~0.90 Ga). The manifestations of granulite-facies metamorphism were repeatedly recorded before the Grenville Orogeny at 1.67–1.66, 1.47–1.45, 1.37–1.35, and 1.20–1.18 Ga. The Ottawa stage of the Grenville metamorphism proper is dated between 1.16 and 1.05–1.03 Ga. Metamorphism at the base of Allochthonous Belt corresponds to high-pressure granulite facies and, in a number of places, to high-temperature eclogite facies (800–900 °C at pressure in the range between 14 and 20 kbar). The age of metamorphism of rocks within Paraautochthonous Belt is 1.05–0.95 Ga; metamorphic grade increases from the greenschist facies near the Grenville front to the high-pressure amphibolite facies near Allochthon Boundary Thrust showing an inverted metamorphic zoning. High-pressure granulite-facies metamorphism is characteristic of Sveconorwegian sector; and high-temperature eclogites are observed locally at the base of the allochthonous complexes and within the paraautochthonous complexes. A distinctive feature of GSNO is the abundant occurrence of specific intrusive magmatism. Massifs of anorthosite-mangerite-charnockite-granite (AMCG) and anorthosite-rapakivi granite (ARG) complexes formed 1.8–1.5 Ga ago frame the orogen as a wide arc. In the internal region of GSNO, these complexes were formed successively at 1.16–1.13, 1.09–1.05, 0.99–0.96, and 0.93–0.92 Ga. Later on, after the intrusion, the massifs unevenly underwent granulite-facies metamorphism. The high-temperature magmatism and metamorphism, numerous repeated thermal pulses and enormous crustal body that underwent high-temperature transformation point to a mantle plume as the most adequate source of thermal energy. The model of intracontinental development of GSNO comes

RESEARCH ARTICLE

Recommended by E.V. Sklyarov

Received: January 16, 2017
Revised: February 10, 2017
Accepted: February 22, 2017

For citation: Mints M.V., 2017. Meso-Neoproterozoic Grenville-Sveconorwegian intracontinental orogen: history, tectonics, geodynamics. *Geodynamics & Tectonophysics* 8 (3), 619–642. doi:10.5800/GT-2017-8-3-0309.

Для цитирования: Минц М.В. Мезоэопротерозойский Гренвилл-Свеконорвежский внутриконтинентальный ороген: история, тектоника, геодинамика // *Геодинамика и тектонофизика*. 2017. Т. 8. № 3. С. 619–642. doi:10.5800/GT-2017-8-3-0309.

into conflict with popular ideas, which assume origination of this orogen as a result of the collision and welding of the formerly distant continents (Laurentia, Baltica and Amazonia), which, as suggested, completed the assembly of Rodinia supercontinent. A conclusion is drawn that the concept of tectonic position and geodynamic evolution of GSNO, which is not a counterpart of the Tibet-Himalayan Orogen, should be revised.

Key words: Grenville orogeny; Sveconorwegian orogeny; Lauroscandia; granulite; eclogite; anorthosite

МЕЗОНЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ГРЕНВИЛЛ-СВЕКОНОРВЕЖСКИЙ ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ ОРОГЕН: ИСТОРИЯ, ТЕКТНИКА, ГЕОДИНАМИКА

М. В. Минц

Геологический институт РАН, Москва, Россия

Аннотация: Цель статьи – представить главные особенности Гренвилл-Свеконорвежского орогена (ГСНО) и предложить модель тектонической и геодинамической эволюции этого орогена, опираясь на результаты исследований докембрийских тектонических структур аналогичного типа в пределах Восточно-Европейского кратона. Исследование условий и обстановок возникновения и эволюции ГСНО представляет специальный интерес в связи с тем, что он территориально и в определенном смысле «идейно» размещен в центре Родинии – предполагаемого неопротерозойского суперконтинента. ГСНО был сформирован в мезонеопротерозое во внутренней области континента Лавроскандия. В настоящее время синформная тектоническая структура ГСНО разделена на два сектора: Гренвиллский вдоль юго-восточной окраины Канадского щита и Свеконорвежский на юго-западе Скандинавии. Единство Лавроскандии в мезонеопротерозое дважды нарушалось в результате формирования океанических структур, подобных Атлантическому океану. Целостность континента через некоторое время восстанавливалась при участии процессов субдукции океанической литосферы, аккреции и обдукции островодужных и океанических террейнов. В истории формирования ГСНО выделяются два периода: первый («подготовительный») в интервале от ~1.90 до ~1.16 млрд лет и второй (собственно формирование ГСНО) – в интервале от ~1.19 до ~0.90 млрд лет. Проявления гранулитового метаморфизма неоднократно зафиксированы до Гренвиллского орогенеза: 1.67–1.66, 1.47–1.45, 1.37–1.35 и 1.20–1.18 млрд лет назад. Оттавский этап собственно Гренвиллского метаморфизма датирован 1.16 и 1.05–1.03 млрд лет. Метаморфизм в основании Аллохтонного пояса соответствует гранулитовой фации повышенных давлений и в ряде мест – высокотемпературной эклогитовой фации (800–900 °С при давлении в интервале между 14 и 20 кбар). Возраст метаморфизма в породах Параавтохтонного пояса равен 1.05–0.95 млрд лет, уровень метаморфизма возрастает от зеленосланцевой фации близ Гренвиллского фронта до амфиболитовой фации повышенных давлений близ Пограничного надвига аллохтона, демонстрируя инвертированную метаморфическую зональность. Для Свеконорвежского сектора характерен гранулитовый метаморфизм повышенных давлений и локально, в основании аллохтонных и в пределах параавтохтонного комплексов, отмечены высокотемпературные эклогиты. Отличительной особенностью ГСНО является широкое проявление специфического интрузивного магматизма. Массивы анортозит-мангерит-чарнокит-гранитоидного (АМЧГ) и анортозит-рапакиви-гранитного (АРГ) комплексов, сформированные 1.8–1.5 млрд лет назад, широкой дугой обрамляют ороген. Во внутренней области ГСНО массивы этих комплексов были последовательно сформированы 1.16–1.13 и 1.09–1.05, 0.99–0.96 и 0.93–0.92 млрд лет назад; вслед за внедрением массивы неравномерно подверглись гранулитовому метаморфизму. Высокотемпературный характер магматизма и метаморфизма, многократное повторение термальных импульсов и грандиозный объем коры, подвергшейся высокотемпературным преобразованиям, указывают на мантийный плюм в качестве наиболее адекватного источника тепловой энергии. Модель внутриконтинентального развития ГСНО противоречит популярным представлениям о возникновении этого орогена в результате столкновения и объединения ранее удаленных континентов (Лаврентии, Балтики и Амазонии), которые, как предполагается, завершили сборку суперконтинента Родиния. Сделан вывод о необходимости пересмотра представлений о тектонической позиции и геодинамической эволюции ГСНО, который не является аналогом Тибет-Гималайского орогена.

Ключевые слова: ороген Гренвилл; Свеконорвежский ороген; Лавроскандия; гранулит; эклогит; анортозит

1. ВВЕДЕНИЕ

Провинция Гренвилл, протягивающаяся вдоль юго-восточной окраины Канадского щита, включает одноименный ороген и структуры в его обрамлении. В качестве непосредственного продолжения орогена Гренвилл в северо-восточном направлении рассматривается Свеконорвежский ороген на юго-западе Скандинавии [Hoffman, 1991; Dalziel, 1997; Andersson et al., 2008]. Принимая Гренвилл-Свеконорвежский ороген (ГСНО) в качестве первоначально единого целого, будем использовать ниже наименования «Гренвиллский сектор» и «Свеконорвежский сектор» для обозначения индивидуальных составляющих Гренвилл-Свеконорвежского орогена (ГСНО) (рис. 1).

Гренвиллский сектор практически во всех современных публикациях рассматривается в качестве типичного коллизионного орогена, сопоставимого по размерам и структуре с верхнемеловым–палеоценовым Тибет-Гималайским орогеном [Rivers, 2009; Hynes, Rivers, 2010]. Т. Риверс, оценивая результаты 40-летних исследований Гренвиллского орогена, отметил, что, несмотря на проникновение в детали его строения и эволюции, а также успехи численного моделирования, для получения достоверных и непротиворечивых оценок необходимы дальнейшие комплексные исследования [Rivers, 2015].

Ранее в наших публикациях [Mints, 2014; Mints et al., 2010, 2015] были охарактеризованы мезоархейские, неоархейские и протерозойские орогены Восточно-Европейского кратона. Одним из главных итогов этих исследований является выделение нового типа тектонических структур – внутриконтинентальных коллизионных орогенов. В большинстве работ, посвященных истории возникновения и распада суперконтинентов, гранулитогнейсовый пояс рассматриваются в качестве компонентов коллизионных орогенов, сформированных в результате столкновения ранее удаленных друг от друга континентов и террейнов [Percival, 1994; Daly et al., 2006; Brown, 2007, 2009; Li et al., 2008; и многие другие работы]. В результате наших исследований, напротив, удалось показать, что решающую роль в формировании обширных гранулитогнейсовых ареалов и протяженных гранулитогнейсовых поясов регионального и континентального ранга играли процессы мантийно-плюмовой природы [Mints, 2014; Mints et al., 2015].

Цель данной статьи состоит в том, чтобы представить главные особенности ГСНО и предложить модель тектонической интерпретации и геодинамической эволюции этого орогена, опираясь на сравнение с исследованными нами тектоническими структурами аналогичного типа в пределах

Восточно-Европейского кратона. Исследование условий и обстановок возникновения и эволюции ГСНО представляет особый интерес в связи с тем, что он территориально и в определенном смысле «идейно» размещен в центре Родинии – предполагаемого неопротерозойского суперконтинента [Li et al., 2008].

Оригинальные фактические данные, положенные в основу работы, заимствованы из публикаций в международных монографиях, международных и региональных журналах. Все реконструкции, которые демонстрируются иллюстрациями, разработаны автором.

2. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

ГСНО образован сочетанием тектонических элементов, различающихся историей формирования и объединенных в единую тектоническую структуру под воздействием мощных импульсов термальной, магматической и тектонической активности, которые проявились на обширной территории в позднем мезопротерозое и в неопротерозое от ~1.19 до 0.96 млрд лет [Wardle et al., 1986; Cosca et al., 1998; Tollo et al., 2004; Andersson et al., 2008; Rivers, 2009; Hammer et al., 2010, также ссылки в этих работах]. В тесной временной и пространственной связи с ГСНО находятся приуроченные к юго-западному и северо-восточному ограничениям провинции Гренвилл комплексы эклогитов субдукционного типа [Carlson et al., 2007; Mosher et al., 2008; Sanders et al., 1984; Sanders, 1988; Storey et al., 2005] и осадочно-вулканогенный комплекс рифта Кьюиноу-Мидконтинент [Van Schmus et al., 1982; Vervoort et al., 2007] (рис. 1).

2.1. ГРЕНВИЛЛСКИЙ СЕКТОР

Протяженность Гренвиллского сектора превышает 2000 км при ширине 300–400 км; на юго-западе в районе гор Адирондак ширина орогена достигает 600 км. Термин «Гренвиллский ороген» принято использовать для обозначения обширных областей коры, которые подверглись коллизионному орогенезу в результате конвергенции континентальных плит в интервале от ~1.3 до 1.0 млрд лет [Tollo et al., 2004]. Северо-западная граница этого орогена взбросо-надвигового типа известна как «Гренвиллский фронт». Юго-восточная граница образована фронтальными надвигами палеозойского Аппалачского орогена, во внутренней области которого протягивается цепочка выступов Гренвиллского основания [McLelland, Selleck, 2010]. Породы «гренвиллского» возраста известны далее к юго-западу под платформенным чехлом на тысячи

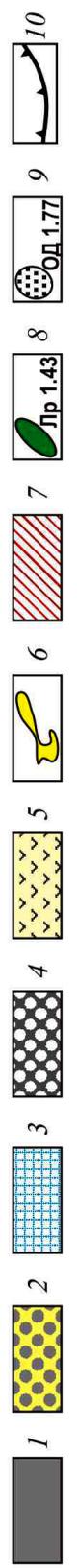
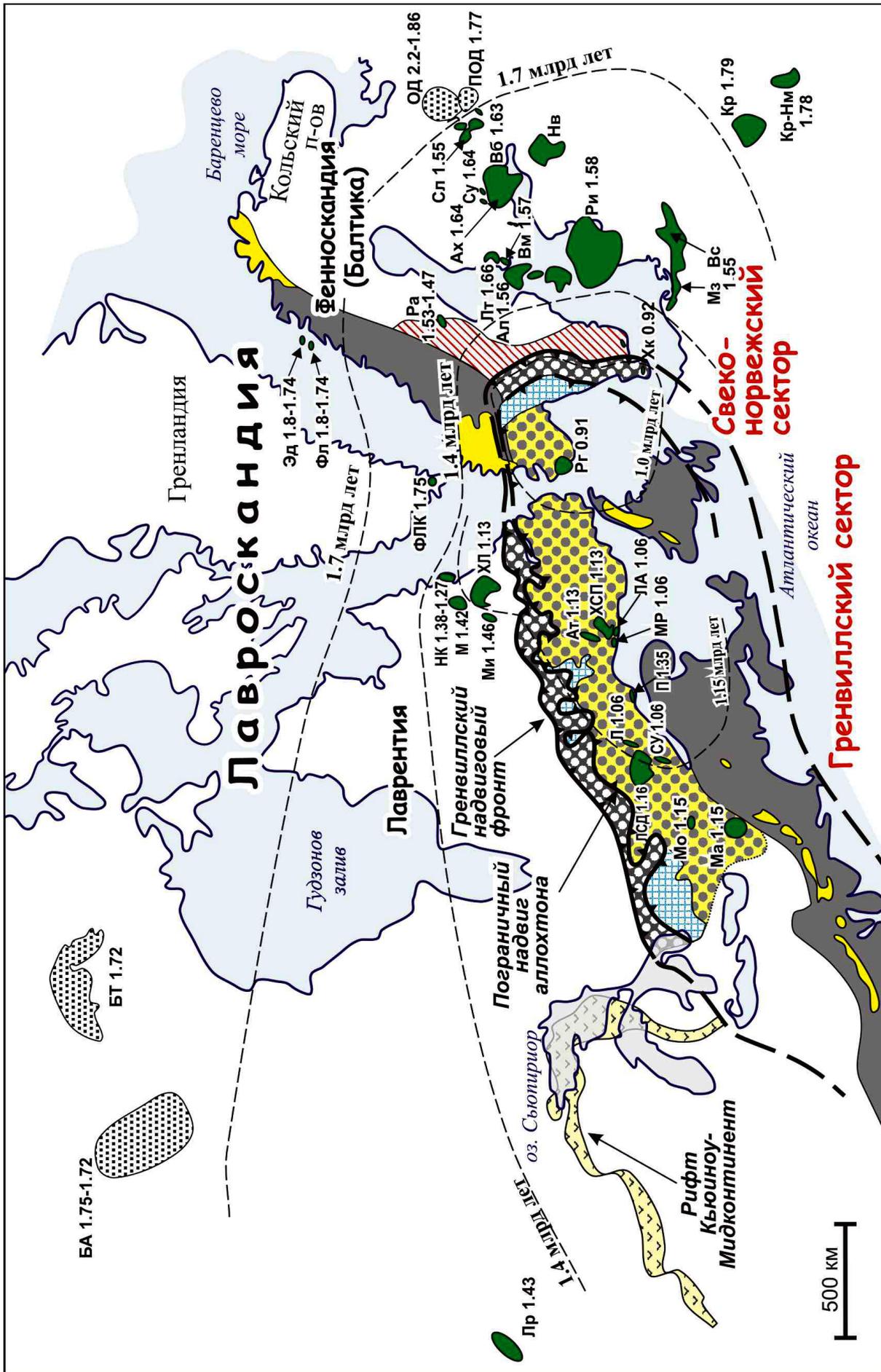




Рис. 1. Реконструкция Гренвилл-Свеконорвежского орогена для возраста ~0.8 млрд лет (по [Mints, 2014] с дополнениями).

Карта составлена на основе материалов в [Andersson et al., 2008; Hynes, Rivers, 2010; Wardle et al., 1986]. Подписаны названия главных пограничных надвигов (пунктирной линией показаны их предполагаемые продолжения). 1 – палеозой: Каледонский и Аппалачский орогены; 2–9 – мезопротерозой: 2–4 – Гренвилл-Свеконорвежский ороген: 2–3 – Аллохтонный пояс: 2 – гранулиты умеренных давлений, 3 – гранулиты повышенных давлений; 4 – Параавтохтонный пояс, инвертированная метаморфическая зональность, включая эклогиты; 5 – рифт Кьюиноу-Мидконтинент; 6 – мезопротерозойские породы в автохтоне каледонских тектонических покровов; 7 – Трансскандинавский магматический пояс; 8 – интрузивы АМЧГ и АРГ комплексов, пунктиром показаны приблизительные контуры разновозрастных зон АМЧГ-АРГ магматизма; приведены названия массивов и возраст (млрд лет): Ал – Аландский, Ат – Атиконак, Ах – Ахвенисто, Вм – Вемаа, Вб – Выборгский, Вс – Вейсия комплекс, Кр – Коростенский, Кр-Нм – Корсунь-Новомиргородский, Л – Лебревиль, ЛА – Лейк-Аллард, ЛП – Лодейное Поле, Лр – Ларами, ЛСД – Лейк-Сен-Джин, Лт – Лаитила, М – Мистастин, Ма – Марси, Мз – Мазурский комплекс, Ми – Мичикамау, Мо – Морин, МР – Мегпи-ривер, Нв – Новгородский, НК – Нейн-Киглапейт, П – Пентекот, Ра – Рагунда, Рг – Рогаланд, Ри – Рижский, Сл – Салминский, СУ – Сан-Урбан, Су – Суомииниemi, Ул – Улялегский, Фл – Флакстадой, ФЛК – Флет-Лайин-Комплекс, ХЛ – Харп-Лейк, Хк – Хакефьорден, ХСП – Хавьер-Сен-Пьер, Эд – Эйдсфьорд; 9 – осадочные бассейны, их названия и возраст (млрд лет): БА – бассейн Атабаска, БТ – бассейн Телон, ПОД – Прионежская депрессия, ОД – Онежская депрессия; 10 – взбросо-надвиги, зубцы указывают на надвинутое крыло.

Fig. 1. Reconstruction of the Grenville-Sveconorwegian orogen at ~0.8 Ga (after [Mints, 2014], modified).

Map is based on the data published in [Andersson et al., 2008; Hynes, Rivers, 2010; Wardle et al., 1986]. It shows the names, locations and assumed extensions (dashed lines) of the main boundary thrusts. 1 – Paleozoic: Caledonian and Appalachian orogens; 2–9 – Mezo-Neoproterozoic: 2–4 – Grenville-Sveconorwegian orogen: 2–3 – Allochthonous Belt: 2 – moderate-pressure granulites, 3 – high-pressure granulites; 4 – Paraautochthonous Belt, inverted metamorphic zonation, including eclogites; 5 – Keweenawan-Midcontinent rift; 6 – Mezo-Neoproterozoic rocks in the autochthon of the Caledonian tectonic nappes; 7 – Transscandinavian igneous belt; 8 – AMCG and ARG complexes (dotted lines show the approximate contours of AMCG and ARG zones of various age. Names and ages (Ga) of massifs: Ал – Aland, Ат – Atikonak, Ах – Ahvenisto, Вм – Vehmaa, Вб – Vyborg, Вс – Veisiejai complex; Кр – Korosten, Кр-Нм – Korsun-Novomirgorod, Л – Labrieville, ЛА – Lake Allard, ЛП – Lodeinoe Pole, Лр – Larami, ЛСД – Lake-Saint-Jean, Лт – Laitila, М – Mistastin, Ма – Marcy, Мз – Mazury complex, Ми – Michikamau, Мо – Morin, МР – Magpie River, Нв – Novgorod, НК – Nain-Kiglapait, П – Pentecôte, Ра – Ragunda, Рг – Rogaland, Ри – Riga, Сл – Salma, СУ – San Urban, Су – Suominemi, Ул – Ulyaleg, Фл – Flagstadoy, ФЛК – Flat Lying Complex, ХЛ – Harp Lake, Хк – Hakefjorden, ХСП – Havre-Saint-Pierre, Эд – Eidsfjord; 9 – sedimentary basins, their names and ages (Ga): БА – Atabaska basin, БТ – Tehlon basin, ПОД – Prionezhskaya depression, ОД – Onega depression; 10 – reverse thrust faults (tags point to upthrown block).

километров – вплоть до юго-западного побережья Мексиканского залива.

Тектонические покровы Гренвиллского сектора сгруппированы в тектонические пояса [Rivers et al., 1989; Rivers, 2009]. Пограничный надвиг образует основание верхнего по структурному положению Аллохтонного пояса. Гренвиллский фронт отделяет породы нижнего по структурному положению Параавтохтонного пояса от архей-палеопротерозойского автохтона. В сравнении с Гренвиллским фронтом Пограничный надвиг отличается многократно большим масштабом тектонического транспорта и разделяет области со значительно различающимися структурными особенностями, возрастом и характером метаморфизма, что позволяет рассматривать его в качестве главной сдвиго-надвиговой границы орогена.

2.2. СВЕКОНОРВЕЖСКИЙ СЕКТОР

В строении Свеконорвежского сектора, на юго-западной окраине Фенноскандии, выделяется пять литотектонических сегментов, преимущественно сложенных гнейсами, которые подверглись перемещениям и переработке в связи с последователь-

ностью тектонических фаз сжатия и растяжения между 1.14 и 0.90 млрд лет. Сегменты разделены зонами деформаций сквозькоревой протяженности. Орогенная область, достигающая 500 км в поперечнике, с востока ограничена Свеконорвежской фронтальной деформационной зоной, далее к востоку размещена зона дискретных деформаций, которая образует границу области Свеконорвежской тектонотермальной переработки от более древних комплексов Фенноскандии [Andersson et al., 2008; Bingen et al., 2008].

Согласно современным геологическим картам [Koistinen et al., 2001], Свеконорвежский сектор образует центриклинальное замыкание протяженной синформной структуры ГСНО. Синформное строение Гренвиллского сектора следует из интерпретации данных сейсмопрофилирования через юго-западную часть сектора в районе Морин-Адирондак [Culotta et al., 1990; Ludden, Hynes, 2000; Martignole et al., 2000; Rivers, 2009; Hynes, Rivers, 2010].

2.3. РАЙОНИРОВАНИЕ И ПЕРИОДИЗАЦИЯ

Считается, что континентальная кора ГСНО сформировалась в конце палеопротерозоя и в мезо-

протерозое в период, предшествовавший Гренвиллскому орогенезу, в результате многократной аккреции островодужных и океанических террейнов к палеопротерозойской окраине Лаврентии (палеоконтинент, объединяющий Северную Америку и Гренландию), а также в результате надсубдукционного окраинно-континентального магматизма [Carr et al., 2000; Gower, Krogh, 2002].

В северо-восточной части провинции Гренвилл выделены Лабрадорский (1.71–1.60 млрд лет), Пинварский (1.52–1.45 млрд лет) и Эльцеварский (1.25–1.22 млрд лет) «орогенезы». Временной интервал 1.46–1.23 млрд лет, с которым связаны преимущественно магматические проявления, получил наименование «Эльсонский». Горные породы «Прелабрадорского» возраста (между 1.81 и 1.71 млрд лет) представлены парагнейсами (метапелитами, метасемипелитами с примесью кварцитов, известково-силикатных пород и амфиболитов), источник протолитов которых не ясен, и гранитоидами.

В юго-западной части провинции Гренвилл Аллохтонный Моноциклический пояс (он же – Пояс Композитной Дуги) включает комплексы пород, которые относят к островодужному типу, сформированные в период между ~1.74 до ~1.30–1.25 млрд лет. Около 1.16 млрд лет назад к островодужной ассоциации Моноциклического пояса присоединился с востока пояс Фронтенак-Адирондак, образованный метаосадками, метавулканитами, гранитоидами и анортозитами. Считается, что эта ассоциация была аккретирована к окраине Лаврентии и в дальнейшем надвинута на нее 1.08–1.04 и 1.01–0.98 млрд лет назад в ходе Гренвиллского орогенеза. Вулканогенно-осадочная толща, формирование которой около 1.2 млрд лет назад наиболее близко предшествовало Гренвиллскому орогенезу, сохранилась в разрезе Центрального Метаосадочного пояса [Corriveau, van Breemen, 2000]. Центральный Метаосадочный пояс включает три домена: 1) с преобладающими мраморами, 2) с преобладанием кварцитов, 3) с преобладанием гнейсов; подчиненную роль играют метапелиты, известково-силикатные породы и амфиболиты. Ассоциация метаосадочных пород подобного же типа и возраста (гнейсы и их сульфидизированные разновидности, мраморы, кварциты, включающие залежи графита, 1.2–1.1 млрд лет) вскрыта в выступах Гренвиллского фундамента Аппалачского орогена. Метаосадки подверглись метаморфизму гранулитовой фации при параметрах 680–760 °C и 4.1–5.0 кбар ~1.08 млрд лет назад, то есть вслед за осадконакоплением [Volkert et al., 2000]. Литологическая и геолого-геохимическая характеристика Центрального Метаосадочного пояса позволяет рассматривать всю толщу как выполнение энсиалического

рифта, сформированного в результате «незавершенного» задугового растяжения континентальной окраины [Dickin, McNutt, 2007].

Участвующие в строении Свеконорвежского сектора метаморфические породы последовательно омолаживаются в западном направлении от ~1.75 до 1.55 млрд лет. Этот интервал соответствует представлению о Готском орогенезе [Andersson et al., 2008; Bingen et al., 2008; Bogdanova et al., 2008], сущность которого состояла либо в аккреции островодужных комплексов (по версии [Gaál, Gorbatshev, 1987; Åhäll, Gower, 1997]), либо (согласно [Hegardt et al., 2005; Andersson et al., 2008]) в последовательном причленении к палеопротерозойской окраине Восточно-Европейского кратона «экзотических» террейнов. Свеконорвежскому орогенезу непосредственно предшествовали 1.28–1.14 млрд лет назад бимодальный магматизм и формирование осадочных бассейнов [Brewer et al., 2002]. Предполагается, что комплексы пород, обнаженные на уровне современного рельефа, отвечают глубинному уровню зоны докембрийской коллизии типа «континент-континент».

2.4. Интрузивный магматизм

Наиболее выдающаяся характеристика ГСНО, помимо покровно-надвигового строения и высокого уровня метаморфизма, – широкое проявление интрузивного магматизма: многочисленные тела «автономных» анортозитов, габбро-анортозитов, чарнокитов и калиевых гранитоидов (в том числе рапакиви-гранитов), образующих последовательность анортозит-мангерит-чарнокит-гранитоидных (АМЧГ) комплексов (рис. 1). Интрузивным породам принадлежит до 20 % современной дневной поверхности Гренвиллского сектора. Массивы анортозитов в сочетании с габбро-норитами, норитами и калиевыми гранитоидами (в том числе рапакиви-гранитами) широко, хотя и неравномерно распространены также и в обрамлении ГСНО.

В северо-западном обрамлении и частично непосредственно в пределах орогена Гренвилл породы автохтона вмещают догренвиллские массивы, датированные ~1.65, ~1.45 и 1.33–1.30 млрд лет [Hamilton et al., 2004]. Значительно шире распространены анортозит-рапакиви-гранитные (АРГ) комплексы в западной части Восточно-Европейского кратона [Sharkov, 2010]. Массивы позднепалеопротерозойского и мезопротерозойского возраста (1.8–1.5 млрд лет) широкой дугой обрамляют ГСНО. Отдельные массивы находятся на значительном удалении от орогена, например Ларамийский массив (1.43 млрд лет) [Scoates et al., 2010], массивы Лофотенских островов на севере Скандинавии (1.8 млрд лет) [Markl et al., 1998], Корсунь-Новомир-

городский и Коростенский плутоны на Украинском щите (1.79–1.76 млрд лет) [Sharkov, 2010]. При отсутствии четкой возрастной зональности достаточно отчетлива главная закономерность: к концу мезопротерозоя интрузивные процессы «стягиваются» к осевой зоне ГСНО и далее фиксируются исключительно во внутренней области орогена, где сопрягаются с процессами высокотемпературного метаморфизма. В некоторых случаях АМЧГ и АРГ массивы сопровождаются приблизительно округлыми в плане осадочными бассейнами [All et al., 2006], в разрезе которых участвуют эпиконтинентальные конгломераты, аркозовые и субаркозовые песчаники и сланцы, переслаивающиеся с мафитовыми и фельзическими вулканитами [Kohonen, Rämö, 2005].

В пределах Гренвиллского сектора АМЧГ массивы интродировали в течение двух временных интервалов: 1.16–1.13 и 1.09–1.05 млрд лет [Corrigan, Hanmer, 1997]. Проявления позднегренвиллского магматизма (мафитовые тела и дайки и округлые в плане плутоны субщелочных гранитоидов с рапакивиподобными структурами) датированы интервалом 0.99–0.96 млрд лет [Gower, Krogh, 2002]. Все массивы вслед за внедрением в той или иной степени подверглись гранулитовому метаморфизму при температурах порядка 800–900 °С. В Свеконорвежском секторе норит-анортозитовые массивы интродировали около 0.93–0.92 млрд лет. Они внедрялись в гнейсы, подвергшиеся гранулитовому метаморфизму около 1.00 млрд лет назад, и вызвали новые высокотемпературные преобразования в экзоконтактовом ореоле [Årebäck, Stigh, 2000; Möller et al., 2003].

Особое место занимают гранитоидные батолиты, слагающие Транскандинавский магматический пояс (ТМП). Этот пояс, протянувшийся на 1400 км, непосредственно граничит с надвинутыми в восточном направлении породами Свеконорвежского сектора [Högdahl et al., 2004]. ТМП преимущественно образован грубозернистыми и порфиroidными породами в ряду от монцодиоритов до гранитов, сформированными в интервале 1.85–1.65 млрд лет. Массивы, размещенные вдоль границы со Свеконорвежским сектором, подверглись переработке и деформациям в связи с Гренвилл-Свеконорвежским орогенезом 1.1–0.9 млрд лет назад. Известны три версии обстановок магматизма [Högdahl et al., 2004]: 1) конвергентная граница плит андийского типа, 2) обстановка внутриконтинентального растяжения и 3) постколлизийный коллапс утолщенной коры и соответствующее растяжение. Большинство современных исследователей предпочитает первую версию. На мой взгляд, тесная структурная и временная близость ТМП и АРГ комплексов Восточно-Европейского кратона

(ВЕК) и повышенная щелочность пород свидетельствуют в пользу второй («внутриконтинентальной») версии.

2.5. Рифт Кьюиноу-Мидконтинент

В тесной временной и пространственной связи с Гренвиллским сектором находится рифтовая система Кьюиноу-Мидконтинент, протянувшаяся более чем на 2000 км (рис. 1). Осадочно-вулканогенный разрез, подвергшийся слабому метаморфизму совместно с размещенным в краевой части рифта расслоенным мафитовым комплексом Дулут, сформировался 1.12–1.09 млрд лет [Van Schmus et al., 1982; Miller, Ripley, 1996; Vervoort et al., 2007]. Формирование рифта предшествовало главной фазе покровно-надвиговых деформаций в пределах Гренвиллского орогена.

2.6. Эклогиты субдукционного типа

В пределах ГСНО известны эклогиты двух типов: 1) эклогиты субдукционного типа, приуроченные к юго-западному и северо-восточному флангам провинции Гренвилл, 2) широко распространенные высокотемпературные эклогиты, взаимосвязанные с высокобарными гранулитами и приуроченные к основанию мощных гранулитогнейсовых тектонических пластин (эклогиты второго типа охарактеризованы в нижеследующих разделах).

Эклогиты субдукционного типа на юго-западном фланге Гренвиллского сектора известны в пределах поднятия Ляно в Техасе [Carlson et al., 2007; Mosher et al., 2008]. Подобно многим коллизийным орогенам они представлены относительно небольшими будинами мафитовых эклогитов, включенными в гнейсы. Ассоциация вмещающих пород (1.33–1.23 млрд лет) включает метаморфизованные терригенные, вулканические и плутонические породы, среди которых доминируют кварцполевошпатовые гнейсы при участии метапелитов, амфиболитов и мраморов. Крупное тело серпентинизированного гарцбургита, как предполагается, представляет собой фрагмент офиолитового разреза. В эклогитах запечатлены две стадии метаморфизма (1.15–1.12 млрд лет): пиковая при 610–775 °С и 14–24 кбар и регрессивная при ~700 °С и ~7 кбар.

Высокобарные породы на северо-восточном фланге сектора исследованы на Северо-Западном плоскогорье Шотландии в восточной части тектонического окна Гленелг-Аттадейл [Sanders et al., 1984; Sanders, 1988; Storey et al., 2005; и ссылки там же]. С тоналит-трондьемит-гранодиоритовыми гнейсами ассоциированы многочисленные включения кианит- и омфацилсодержащих гнейсов, мафи-

товых эклогитов и марганцовистых метаосадков. Геохимические характеристики позволяют предполагать океаническое происхождение протолитов мафитовых пород (неопубликованные данные К.Д. Стори (C.D. Story) по [Brewer et al., 2002]). Пиковые условия метаморфизма (~1.08 млрд лет) равны ~20 кбар и 750–780 °С. Оценки параметров декомпрессионной стадии (~1.00 млрд лет) равны ~13 кбар и 650–700 °С. В западной части тектонического окна среди тоналит-трондьемит-гранодиоритовых гнейсов известны также несколько тел палеопротерозойских (~1.75 млрд лет) мафитовых пород, в которых локально сохранились минеральные ассоциации эклогитовой фации [Storey et al., 2010].

2.7. ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОСАДОЧНЫЕ БАСЕЙНЫ РЕГИОНАЛЬНОГО РАНГА

Эпиконтинентальные (внутрикратонные) бассейны регионального ранга (sag basins) образуют еще один характерный тип тектонических структур рассматриваемого периода. В отличие от относительно небольших бассейнов, сопровождающих массивы АМЧГ и АРГ комплексов, эти бассейны размещены по периферии рассматриваемой области (рис. 1). Бассейны Телон (1.72–1.00 млрд лет) и Атабаска (1.74–1.50 млрд лет) расположены на западе Лавроскандии в центральной и западной части Северо-Американского кратона [Jefferson et al., 2007; Hiatt et al., 2010; Allen et al., 2015]. Онежская и Прионежская депрессии (2.20–1.86 и ~1.77 млрд лет соответственно) расположены на востоке Лавроскандии в юго-восточной части Фенноскандинавского щита. Подобно бассейнам, сопровождающим АМЧГ и АРГ комплексы, эти бассейны имеют округлые или овальные очертания.

2.8. ФОРМИРОВАНИЕ ГСНО (ГЕОДИНАМИКА, ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ, МАГМАТИЗМ, МЕТАМОРФИЗМ, ТЕКТНИКА)

В истории формирования орогена выделяются два периода: первый приблизительно в интервале от ~1.90 до 1.16 млрд лет и второй – в интервале от 1.16 до ~0.90 млрд лет. В течение более раннего периода происходила прерывисто-постепенная эволюция коры во внутренней области Лавроскандии, которую можно в некотором смысле рассматривать как «подготовку» будущего орогена. Второй период включает собственно формирование ГСНО.

«Подготовка» ГСНО. Начало «подготовки» будущего ГСНО практически совпадает с завершением палеопротерозойской эволюции Лавроскандии. Реконструкция этого палеоконтинента в конце палеопротерозоя показана на рис. 2, а. Палеопротерозойская эволюция в восточной части Фенноскан-

динавского щита сопровождалась лишь кратковременными и незначительными по масштабу разрывами континентальной литосферы [Mints et al., 2010, 2015]. Важное исключение зафиксировано возникновением Свекофеннского (Прелабрадорского) океана в интервале между ~2.2 млрд лет и 1.9 млрд лет назад [Scott et al., 1991; Kontinen, 1987; Peltonen et al., 1996, 1998; Buchan et al., 1998; Hanski et al., 1998]. Закрытие этого океана при посредстве субдукции 1.93–1.77 млрд лет назад сопровождалось формированием Свекофеннского аккреционного орогена на западе Восточно-Европейского кратона [Gaál, Gorbatshev, 1987; Pharaoh, Brewer, 1990; Korsman et al., 1999; Lahtinen et al., 2005]. В то же самое время (1.89–1.83 млрд лет) на восточной окраине Северо-Американского кратона возник аккреционный ороген Пенокий [Schulz, Cannon, 2007]. Гранитоиды и парагнейсы, сформированные между 1.81 и 1.71 млрд лет вдоль восточной окраины кратона, рассматриваются в качестве производных прелабрадорской стадии аккреции [Gower, Krogh, 2002]. Модель Свекофеннского – прелабрадорского (Пенокийского) океана предполагает полное разделение Лавроскандии на Северо-Американскую и Восточно-Европейскую составляющие в конце палеопротерозоя. Последовавшее зеркально-симметричное формирование аккреционных орогенов вдоль окраин этого океана позволяет предполагать его полное закрытие и восстановление единства Лавроскандии.

Предполагается, что в дальнейшем литосфера восточной окраины Северной Америки наращивалась в восточном направлении в результате последовательной аккреции вулканических дуг и океанических террейнов, а также в результате надсубдукционного окраинно-континентального магматизма. Отдельные этапы аккреции составили содержание орогенных событий: Лабрадорского (1.71–1.60 млрд лет), Пинварского (1.52–1.45 млрд лет) и Эльцеварского (1.25–1.22 млрд лет). С Эльсонским событием 1.46–1.23 млрд лет назад связываются преимущественно магматические проявления. В юго-восточной части Северной Америки выделяются провинция Явапай (1.80–1.70 млрд лет), провинция Мазатзал (1.70–1.65 млрд лет), Гранитриолитовая провинция (1.50–1.30 млрд лет), ассоциированные с внутриконтинентальным магматизмом А-типа (1.45–1.30 млрд лет). В областях задугового растяжения активных окраин формировались бассейны, которые были заполнены кварцит-риолитовыми накоплениями (1.70–1.65 млрд лет) [Whitmeyer, Karlstrom, 2007].

Ранние проявления гранулитового метаморфизма неоднократно зафиксированы задолго до собственно Гренвиллского орогенеза. Наиболее древние породы Гренвиллского сектора, датированные

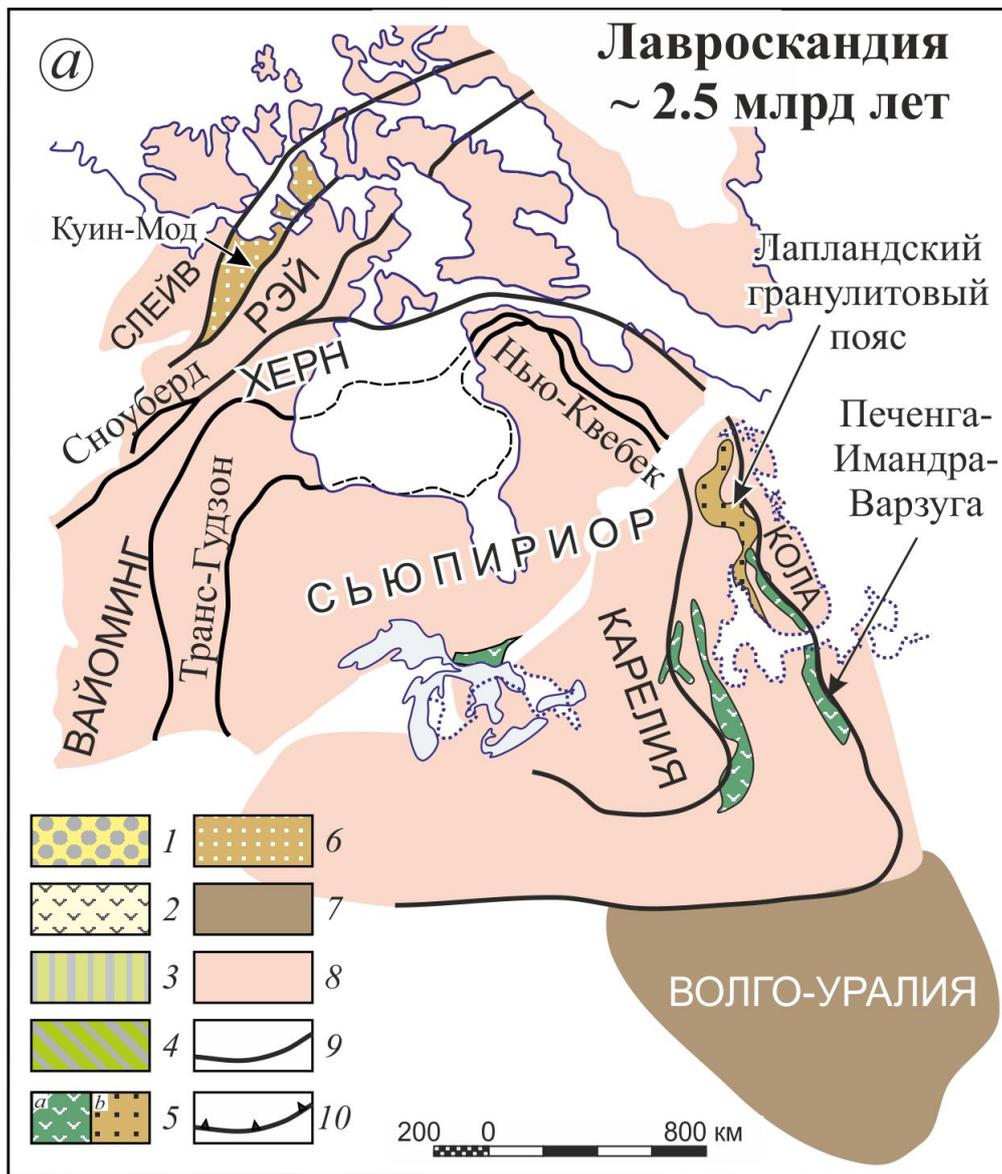


Рис. 2. Эволюция Лавроскандии от ~2.5 до ~0.9 млрд лет назад. Лавро-Русский внутриконтинентальный ороген.

a – реконструкция Лавроскандии на ~2.5 млрд лет; *b* – реконструкция Лавроскандии на 1.8 млрд лет; *в* – реконструкция Лавроскандии между 1.8 и 1.25 млрд лет; *г* – реконструкция Лавроскандии на ~0.9 млрд лет. Наименования архейских тектонических структур даны прописными буквами шрифтом Arial, наименования протерозойских структур – шрифтом Times New Roman, наименования фанерозойских структур – шрифтом Arial Italic. 1–3 – мезо-неопротерозой: 1 – гранулит-гнейсовый комплекс Гренвилл-Свеконорвежского орогена, 2 – осадочно-вулканогенные породы рифта Кьюиноу-Мидконтинент (КМР), 3 – пре-Лабрадорские и пре-Гренвиллские аккреционные комплексы; 4–5 – средний-поздний палеопротерозой: 4 – аккреционные комплексы, 5 – внутриконтинентальный коллизионный ороген: а – вулканогенно-осадочные пояса, б – гранулит-гнейсовые пояса; 6 – ранний палеопротерозой: гранулит-гнейсовый комплекс блока Куин-Мод (КМ); 7–8 – архей (3.3–2.5 млрд лет): 7 – Волго-Уральский гранулит-гнейсовый ареал, 8 – гранит-зеленокаменные области с участием палеопротерозойских пород, неравномерно переработанные в протерозое; 9–10 – главные тектонические границы: 9 – неустановленного типа, 10 – взбросо-надвиги, зубцы указывают на надвинутое крыло. Прочие сокращения: КС – пояс Кейп-Смит, То – ороген Торнгат.

Fig. 2. Evolution of the Lauroscandia continent in the period from ~2.5 to ~0.9 Ga. The Lauro-Russian intracontinental orogen.

Lauroscandia reconstructions: *a* – at ~2.5 Ga; *b* – at 1.8 Ga; *в* – between 1.8 and 1.25 Ga; *г* – at ~0.9 Ga. The names of tectonic structures are shown by different fonts to denote their ages: Arial – Archean, Times New Roman – Proterozoic, Arial Italic – Phanerozoic. 1–3 – Mezo-Neoproterozoic: 1 – granulite-gneiss complex of the Grenville-Sveconorwegian orogen, 2 – volcanic-sedimentary rocks of the Keweenaw-Midcontinent rift (KMP), 3 – pre-Labradorian and pre-Grenvillian accretionary complexes; 4–5 – Middle-Late Paleoproterozoic: 4 – accretionary complexes, 5 – intracontinental collisional orogen: a – volcanic-sedimentary belts, б – granulite-gneiss belts; 6 – Early Paleoproterozoic: granulite-gneiss complex of the Queen Mod block (KM); 7–8 – Archean (3.3–2.5 Ga): 7 – Volga-Ural granulite-gneiss area, 8 – granite-greenstone terranes unevenly reworked in the Proterozoic with inclusions of the Paleoproterozoic rocks; 9–10 – main tectonic boundaries: 9 – of unknown type, 10 – reverse thrust faults (tags point to upthrown block). КС – Cape Smith belt, То – Torngat orogen.



Рис. 2 (продолжение).

Fig. 2 (continued).

1.81–1.71 млрд лет, подверглись высокоградному метаморфизму уже ~1.67–1.66 млрд лет назад [Korhonen, 2006]. Гнейсы и сланцы, вмещающие АМЧГ массив Петит-Мекатина, подверглись гранулитовому метаморфизму 1.47–1.45 млрд лет назад. Далее, 1.38–1.37 млрд лет назад, произошло внедрение габбро-норитов, мангеритов и гранитов комплекса Матамек, которые практически немедленно – между 1.37 и 1.35 млрд лет – подверглись гранулитовому метаморфизму. Следующее проявление метаморфизма гранулитовой фации 1.20–1.18 млрд лет назад зафиксировано в гнейсовом комплексе Бонди в юго-западной части провинции Гренвилл [Boggs, Corriveau, 2004].

В течение «подготовительного» периода с концентрацией между 1.73 и 1.48 млрд лет к Свекофеннской окраине Восточно-Европейского кратона были аккреированы осадочно-вулканогенные комплексы преимущественно островодужного типа, которые наращивали Восточно-Европейский

кратон в западном направлении. Возраст протолитов метаморфических пород, участвующих в строении Свеконорвежского сектора, последовательно омолаживается в западном направлении в интервале между ~1.75 и 1.55 млрд лет (Готский орогенез) [Andersson et al., 2008; Bingen et al., 2008; Bogdanova et al., 2008]. Между 1.5 и 1.4 млрд лет кора вдоль западной окраины Восточно-Европейского кратона подверглась интенсивной мигматизации и метаморфизму – для этих событий было предложено наименование Данополюнской орогении [Bogdanova et al., 2008; и ссылки там же]. Мафит-чарнокит-гранитный магматизм и метаморфизм амфиболитовой и гранулитовой фации (Галландийское событие) датирован 1.47–1.38 млрд лет [Christoffel et al., 1999; Ulmius et al., 2015]. Последовавшие вскоре внедрения мафитовых даек, бимодальный магматизм и эпиплатформенное осадконакопление (1.4 и 1.2 млрд лет) указывают на условия внутриконтинентального растяжения [Åhäll, Connely, 1998].

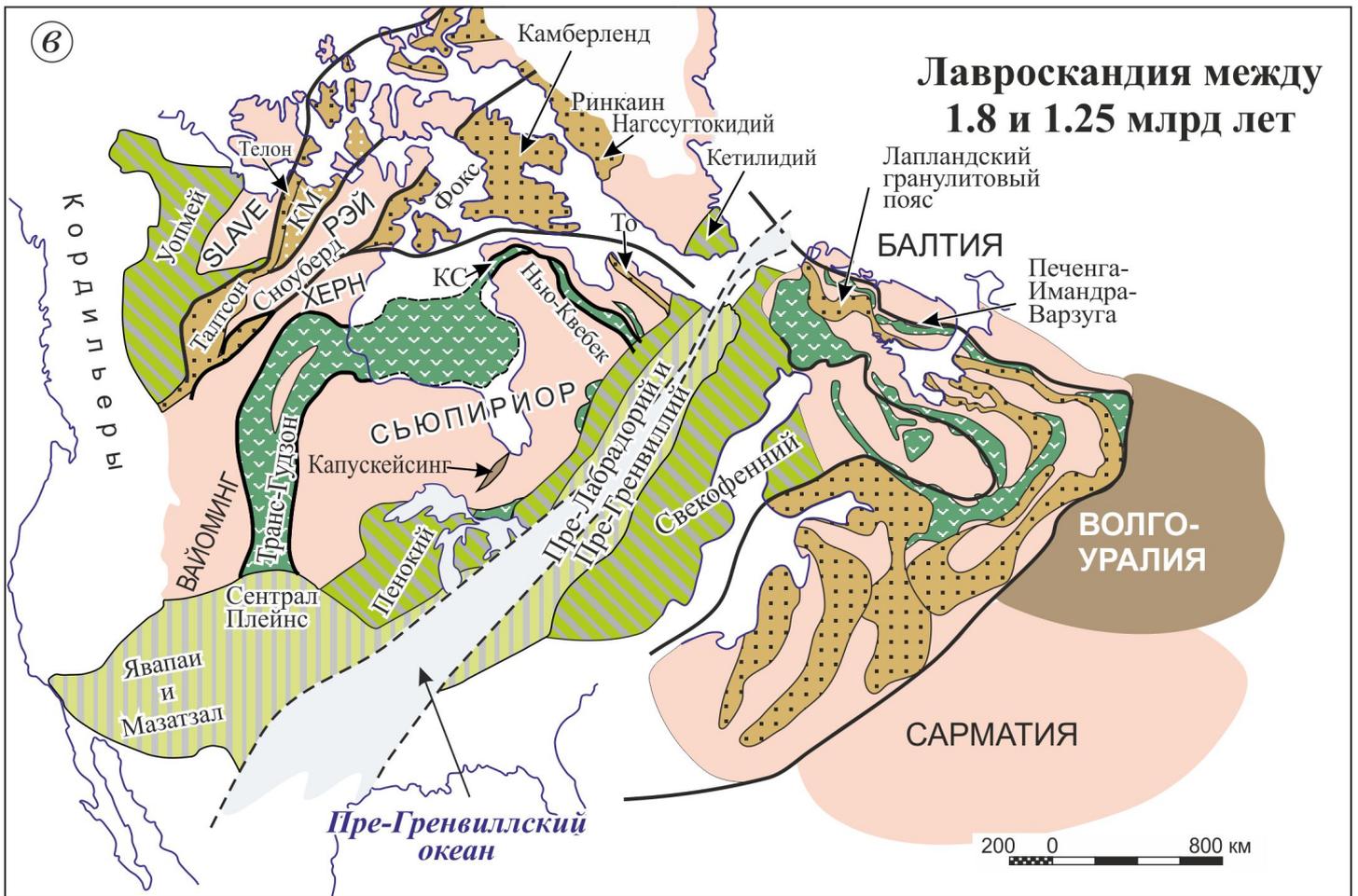


Рис. 2 (продолжение).

Fig. 2 (continued).

Второй период, то есть собственно формирование ГСНО. Главные составляющие второго периода помимо отмеченных выше магматизма и осадконакопления включали высокоградный метаморфизм и надвигообразование. В истории метаморфизма пород Гренвилльского сектора выделяется три дискретных этапа: Шавиниганский, ~1.19–1.14 млрд лет, Оттавский, 1.08–1.02 млрд лет, и Риголет, 1.01–0.98 млрд лет [Rivers, 1997; Rivers et al., 2002]. В отличие от представлений Т. Риверса с соавторами, К.Ф. Гауэр и Т.Е. Крог [Gower, Krogh, 2002] соотносят с собственно Гренвиллским орогенезом только оттавские и риголетские события.

Метаморфизму Шавиниганского и Оттавского этапов подверглись почти исключительно породы Аллохтонного пояса. Напротив, проявления метаморфизма этапа Риголет сосредоточены в пределах Параавтохтонного пояса. Т. Риверс особо подчеркивает пространственную и временную разобщенность метаморфизма Оттавского и Риголетского этапов [Rivers, 2009]. Надвигообразование и мета-

морфизм гранулитовой фации рассматриваются в числе главных составляющих Гренвилльской коллизии типа континент – континент, завершившей длительную эволюцию континентальной окраины Лаврентии, продолжавшуюся около 700 млн лет. В свою очередь, метаморфизм рассматривается в качестве прямого следствия коллизионного орогенеза и вызванного им тектонического сжатия коры.

Время и интенсивность деформаций и пиковых условий метаморфизма заметно варьируются в пределах ГСНО: главная тенденция состоит в уменьшении возраста метаморфизма в северо-восточном направлении вдоль Гренвилльского сектора и далее в восточном направлении в пределах Свеконорвежского сектора. Условия и обстановки проявления метаморфизма детально исследованы в нескольких изолированных участках Гренвилльского сектора, общая картина распределения параметров метаморфизма представлена лишь в самых общих чертах (например, в [Hynes, Rivers, 2010]).

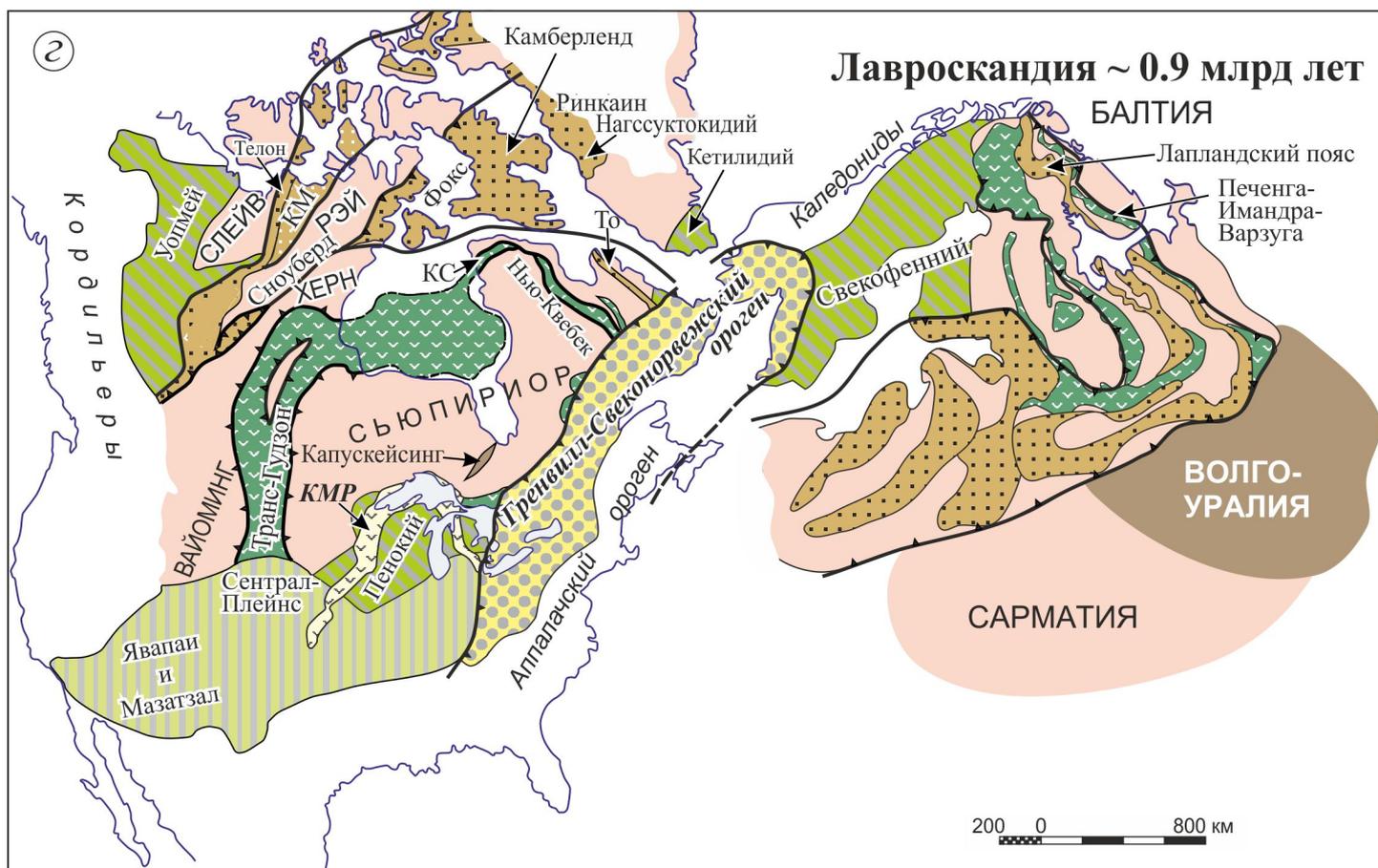


Рис. 2 (окончание).

Fig. 2 (end).

Ранние проявления высокоградного метаморфизма, датированные 1.16 млрд лет (Шавиниганский этап), исследованы в юго-западной части провинции Гренвилл. Для объяснения наблюдаемых соотношений пород различного уровня метаморфизма Н. Водичка с коллегами предполагают сложную последовательность взаимных надвигов и погружений тектонических пластин в процессе аккреционных и коллизионных событий [Wodicka et al., 2000]. Между тем приведенные в статье этих авторов геологические карты четко фиксируют приуроченность наиболее высоких значений давления и температуры к основанию тектонических чешуй, а более низких значений – к их внутренней области. Оценки РТ-параметров метаморфизма составляют 800–1000 °С и 7–15 кбар для пиковой стадии и 660–740 °С при 6–11 кбар для регрессивной стадии. Породы в основании тектонических чешуй спорадически сохраняют симплектитовые минеральные ассоциации, возникающие при замещении омфацита, – свидетельства высокотемпературной эклогитовой фации. Близкие оценки РТ-параметров метаморфизма в юго-западной части провинции Гренвилл

приведены в работе [Boggs, Corriveau, 2004]. Анализ карты из этой работы позволяет заключить, что в согласии также и с приведенными выше данными высокоградный метаморфизм предшествовал покровно-надвиговым деформациям.

Оттавский метаморфизм в северо-восточной части Гренвиллского сектора в пределах Чешуйчатой Зоны Маникуган также характеризуется двухстадийной историей [Cox et al., 2002; Indares, Dunning, 2004]: ранняя стадия датирована 1.05, поздняя – 1.03 млрд лет. Метаморфизм ранней стадии характеризуется высокими РТ-параметрами, вплоть до значений высокотемпературной эклогитовой фации. Оценки давления метаморфизма варьируются в интервале между 14 и 20 кбар, фиксируя соответствующие вариации в глубине погружения. Оценки температур заключены в интервале 800–900 °С. Эти особенности наряду с синметаморфической интрузией роя мафитовых даек свидетельствуют о мощном притоке тепла из мантийного источника. Следующей стадии (началу тектонической эксгумации) отвечают температуры от 700 до 800 °С и давления ~10–17 кбар.

Возраст метаморфизма Параавтохтонного пояса Гренвиллского сектора варьируется в узких пределах от 1.05 до 0.95 млрд лет (этап Риголет [Rivers, 1997]). Метаморфические преобразования, как правило, протекали при умеренных давлениях, локально известны эклогитовые и высокобарные гранулитовые ассоциации, сформированные при давлениях более 12 кбар. Уровень Гренвиллского метаморфизма палеопротерозойских осадков и архейских гранитогнейсов континентальной окраины Лаврентии, оказавшихся в пределах параавтохтонной области, возрастает от зеленосланцевой фации близ Гренвиллского фронта до амфиболитовой фации повышенных давлений близ Пограничного надвига аллохтона, демонстрируя инвертированную метаморфическую зональность, которая наблюдается при прогреве сверху – в результате надвигания «горячих» тектонических пластин.

В пределах Свеконорвежского сектора регионально проявлен гранулитовый метаморфизм повышенных давлений, локально отмечено формирование высокотемпературных эклогитов. В параавтохтонной области на восточной окраине Свеконорвежского сектора, которая получила название Восточного Сегмента, преобладают породы гранулитовой фации метаморфизма, локально сохраняются реликты высокобарных пород, включая высокотемпературные эклогиты. Оценки РТ-параметров составили: эклогитовой фации – 15.0–16.7 кбар и 720–810 °С [Hegardt et al., 2005], ретроградной гранулитовой фации – 9.5–12.0 кбар и 705–795 °С [Wang, Lindh, 1996; Möller, 1998]. В породах с реликтами эклогитовых ассоциаций реконструирована Р-Т-*t* эволюция по часовой стрелке: амфиболитовая фация → эклогитовая фация → декомпрессия через области гранулитовой фации высоких и далее умеренных давлений → охлаждение до условий амфиболитовой фации. Предполагается, что последовательное омоложение в восточном направлении пиков метаморфизма от 1.13–1.10 млрд лет в пределах сектора Бамбле-Конгсберг до 1.05–1.03 млрд лет в пределах сектора Идефьорден и до 0.98–0.96 млрд лет в породах параавтохтонного Восточного Сегмента является следствием надвигообразования в восточном направлении [Söderlund et al., 2008].

2.9. Жилы и дайки карбонатитов

Важным индикатором условий растяжения (обстановки рифтогенеза) на заключительной стадии эволюции ГСНО является ассоциация жил и даек карбонатитов, сформированных 1.17–1.09 млрд лет назад, которые были обнаружены и исследованы в пределах Центрального метаосадочного пояса [Moecher et al., 1997]. Геохимически однотипные

карбонатиты того же возраста интродировали сопредельную с ГСНО область кратона Сьюпириор.

3. ОБСУЖДЕНИЕ

Главные особенности Гренвилл-Свеконорвежского орогена. Приведенное выше описание позволяет следующим образом охарактеризовать главные особенности строения, состава и главных ассоциаций горных пород и истории формирования этого орогена.

1. ГСНО включает два сектора, различающиеся своими размерами, но равные по значимости для тектонических и геодинамических реконструкций: Гренвиллский и Свеконорвежский. В настоящее время эти секторы пространственно разделены и размещены в пределах соседних континентов, Северо-Американского и Европейского соответственно. Близость современного расположения, простота траектории вероятного перемещения, сходство возраста и условий метаморфизма пород двух секторов позволяют предполагать совместное развитие этих орогенов и их последующее разделение вслед за формированием ГСНО [Wardle et al., 1986; Hoffman, 1991; Dalziel, 1997; Andersson et al., 2008]. Тем не менее в большинстве специальных работ эти секторы рассматриваются отдельно в качестве самостоятельных орогенов, и тектоническая структура, образованная обоими секторами совместно, до настоящего времени практически не была охарактеризована.

С другой стороны, авторы фундаментального исследования истории возникновения и распада суперконтинента Родиния пришли к заключению о независимом формировании протолитов пород, образовавших кору рассматриваемых орогенов более 1.10–1.05 млрд лет назад, и их коллизионном совмещении при участии Амазонии – третьего континентального блока – около 1.00 млрд лет назад [Li et al., 2008]. Следует отметить, что эти авторы, моделируя распад Родинии, также предполагают значительные перемещения палеоконтинента Лаврентия с орогеном Гренвилл относительно палеоконтинента Балтика со Свеконорвежским орогеном, хотя к настоящему времени Балтика практически вернулась к той же позиции относительно Лаврентии, которую она занимала около 1.0 млрд лет назад.

Легко убедиться, что предложенная в нашей статье реконструкция предполагает минимально необходимые и относительно простые взаимные перемещения Северо-Американского (в составе Лаврентии) и Восточно-Европейского (включая Балтику) кратонов. В период Гренвиллского орогенеза 1.0–0.9 млрд лет назад оба сектора совместно

участвовали в строении синформного покровно-надвигового ансамбля: Гренвиллский сектор охватывает северо-западное крыло синформы, тогда как Свеконорвежский сектор представляет собой северо-восточное центриклинальное замыкание этой синформы.

2. В истории формирования ГСНО выделяются два периода: первый в интервале от ~1.90 до ~1.16 млрд лет и второй – в интервале от ~1.19 до ~0.90 млрд лет. В течение первого (более раннего) периода происходила прерывисто-постепенная эволюция коры во внутренней области Лавроскандии, которую можно в некотором смысле рассматривать как «подготовку» будущего орогена. Второй период включает собственно формирование ГСНО. Частичное возрастное перекрытие этих периодов преимущественно связано с наличием временного тренда геологических событий в северо-восточном направлении (см. ниже в п. 5), но возможны и иные (более частные) неоднородности тектонотермальной эволюции в ГСНО. К числу этих неоднородностей, вероятно, относятся проявления эклогитового метаморфизма субдукционного типа на флангах Гренвиллского сектора 1.15 и 1.08 млрд лет назад.

3. Старт «подготовки» будущего ГСНО непосредственно следует за завершением палеопротерозойской эволюции Лавроскандии. В течение этого периода субмеридиональная зона приблизительно на месте современного Атлантического океана («Атлантическая зона») как минимум два раза становилась местом раскрытия протяженных океанских бассейнов (рис. 2, б, в): Свекофеннского – Прелабрадорского (~2.2–1.8 млрд лет) и Прегренвиллского – Постлабрадорского (~1.7–1.3 млрд лет). Закрывание этих океанов сопровождалось формированием аккреционных орогенов и обдукцией островных и окраинно-континентальных комплексов на обеих океанских окраинах. Развитие активных окраин сопровождалось процессами задугового растяжения и высокотемпературного метаморфизма. Зеркально-симметричное формирование аккреционных орогенов вдоль окраин океана позволяет предполагать, что аккреционные процессы в обоих случаях завершались коллизией, закрытием океанов и восстановлением единства Лавроскандии.

М.Е. Бикфорд и Б.М. Хилл показали, что протерозойская кора на юго-востоке Северной Америки имеет более сложное строение, чем можно было бы ожидать от «простой» аккреции островных дуг. Аккреционной модели противоречат многочисленные свидетельства вовлечения более древней коры в формирование изверженных горных пород. Широко представленные в регионе бимодальные вулканические ассоциации, вероятнее всего, формировались в пределах подвергавшихся рифтогенезу

активных окраин [Bickford, Hill, 2007]. В рассматриваемом аспекте необходимо обратить особое внимание на интрузии АМЧГ и АРГ комплексов, которые широко, хотя и неравномерно, распределены в пределах ГСНО и в обрамлении этого орогена. Некоторые из этих интрузивов, удаленные от ГСНО на расстояния порядка 1000 км, ранее рассматривались в качестве «анорогенных». В целом, особенности состава и, главное, пространственного распределения АМЧГ и АРГ массивов и сопровождающих их осадочных бассейнов ясно указывают на их внутриконтинентальное происхождение вне связи с субдукционными и/или коллизионными процессами или событиями (см. рис. 1).

В связи с вышесказанным интересно отметить, что аналогичные события происходили и в последующей истории Атлантической зоны. Начало очередного рифтинга Лавроскандии датировано 800–750 млн лет. Первоначальное разделение Лаврентии и Балтики и возникновение океана Япетус (Протоатлантика) намечалось около 650 млн лет назад [Torsvik, Cocks, 2009]. Результатом перехода к обстановке сжатия стало формирование аккреционных орогенов по обеим сторонам океана 520–400 млн лет назад. Наконец, закрытие океана Япетус и возникновение обширного континента Лавруссия зафиксированы около 400 млн лет назад [Roberts, 2003; Brueckner, Van Roermund, 2004]. История раскрытия современного Атлантического океана укладывается в последние 160–150 млн лет. Именно эта последовательность событий полвека назад создала основу для формулировки известного «цикла Вильсона»: от рифтинга через спрединг к субдукции и коллизии [Wilson, 1966].

Следует заметить, что, помимо нашей модели и реконструкции событий, предложенных Ч.С. Ли с соавторами [Li et al., 2008], была предложена и пользуется признанием также и иная версия событий периода подготовки ГСНО. Предполагается, что в этот период обе аккреционные системы были вытянуты в одну линию, являлись продолжением одна другой по простиранию и представляли собой долгоживущий орогенный пояс протяженностью более 10 тыс. км, запечатлевший летопись магматизма и тектонических событий на активной окраине в течение 800 млн лет [Gower et al., 1990; Karlstrom et al., 2001; Holm et al., 2005].

4. Выдающейся характеристикой ГСНО является широкое проявление интрузивного магматизма, результатом которого стали многочисленные тела «автономных» анортозитов, габбро-анортозитов, чарнокитов и калиевых гранитоидов (в том числе рапакиви-гранитов), образующих последовательность АМЧГ и АРГ массивов (см. рис. 1). Принципиально важно, что эти массивы закономерно распределены также и в обрамлении ГСНО, где их

происхождение невозможно связать с какими-либо субдукционными процессами. Достаточно отчетлива главная закономерность возрастной зональности размещения этих массивов: к концу мезопротерозоя интрузивные процессы «стягиваются» к осевой зоне ГСНО и далее фиксируются исключительно во внутренней области орогена, где сопрягаются с процессами высокотемпературного метаморфизма. Внутриконтинентальное происхождение АМЧГ и АРГ массивов подчеркивается их частой ассоциацией с округлыми в плане осадочными бассейнами, в разрезе которых участвуют эпиконтинентальные конгломераты, аркозовые и субаркозовые песчаники и сланцы, переслаивающиеся с мафитовыми и фельзитическими вулканитами. Все массивы АМЧГ в той или иной степени последовательно подверглись гранулитовому метаморфизму.

5. С периодом от ~1.16 до ~0.9 млрд лет связано собственно формирование ГСНО (рис. 2, з). Перечень главных процессов и событий включает интенсивный магматизм (в том числе формирование характеристических АМЧГ и АРГ комплексов) и осадконакопление в эпиконтинентальных условиях, метаморфизм гранулитовой фации, включая высокотемпературные условия с переходом к условиям высокотемпературной эклогитовой фации, и неоднократное надвигообразование.

В истории метаморфизма пород Гренвиллского сектора ГСНО выделяется три дискретных этапа высокоградного метаморфизма: Шавиниганский этап, ~1.19–1.14 млрд лет, Оттавский этап, 1.08–1.02 млрд лет, этап Риголет, 1.01–0.98 млрд лет. В упоминавшихся выше наиболее известных и обстоятельных публикациях последних лет надвигообразование и высокоградный метаморфизм **рассматриваются в числе главных составляющих** Гренвиллской коллизии типа континент-континент, завершившей длительную эволюцию континентальной окраины Лаврентии, продолжавшуюся около 700 млн лет.

Представления о природе, тектонической и геодинамической приуроченности гранулитогнейсовых поясов вплоть до настоящего времени остаются противоречивыми. Данные структурного порядка свидетельствуют, что большинство крупных гранулитогнейсовых комплексов завершили свою эволюцию в коллизионной обстановке (в широком смысле, то есть в обстановке тектонического сжатия). Именно поэтому гранулитогнейсовые пояса в большинстве случаев интерпретируют в качестве аналогов фанерозойских сутур или собственно коллизионных орогенов, преобразованных в результате высокоградного метаморфизма. Хорошо известные и весьма популярные результаты моделирования термальной эволюции коллизионных

орогенов указывают на значительный разогрев утолщенной коры этих орогенов – вплоть до условий гранулитовой фации [England, Thompson, 1984; Thompson, Ridley, 1987]. Более того, гранулитовый метаморфизм в работах многих исследователей рассматривается не только как результат, но и как непосредственное свидетельство геологических событий в обстановках аккреции и/или коллизии (например [Percival, 1994; Brown, 2007, 2009]).

С другой стороны, записанные в разрезах гранулитогнейсовых поясов и получившие подтверждение в численной модели особенности распределения температур в коре во время гранулитового метаморфизма указывают на интенсивный прогрев многокилометровых по мощности разрезов коры, чему соответствуют низкие значения внутреннего термального градиента (палеогеотермы), порядка 5–10 °С/км [Mints, Konilov, 1998; Mints et al., 2007, 2010; Depine et al., 2008; Mints, 2014; и ссылки в этих публикациях]. Региональные проявления гранулитового метаморфизма требуют существенно более значительных притоков тепла в сравнении с теми, которые могут быть обеспечены процессами в системе кора–мантия повышенной мощности [Harley, 1989; Sandiford, 1989]. Сравнительно медленное охлаждение многих гранулитовых комплексов указывает на длительное существование источника тепла за пределами коры, подвергающейся метаморфизму. Как правило, геологические данные свидетельствуют, что взаимосвязанные процессы магматизма и высокотемпературного метаморфизма являются общим следствием термальных событий литосферного уровня, которые принято рассматривать в рамках моделей мантийного плюма.

Возникновение инвертированной метаморфической зональности в параавтохтоне – это важное свидетельство того, что Гренвиллский метаморфизм предшествовал главной стадии надвигообразования и соответствующего утолщения коры. Следовательно, утолщение коры нельзя рассматривать как исходную причину высокотемпературного метаморфизма.

Ранее было показано, что к числу необходимых характеристик гранулитогнейсовых поясов и ареалов, помимо высокого уровня метаморфизма, относится еще целый ряд специфических особенностей тектоники, магматизма и осадконакопления [Mints, 2014; Mints et al., 2010, 2015]. Формирование гранулитовых поясов включало: интенсивный прогрев мощных сечений континентальной коры за счет мантийных источников тепла (плюмов) → возникновение рифтогенных бассейнов и вулканотектонических депрессий (в частном случае это могли быть задуговые бассейны) → их заполнение осадками рифтового типа и производными коро-конт-

минированных магм → высокотемпературный метаморфизм нижних и средних уровней коры, включая выполнение бассейнов и депрессий → расслоение коры и надвигообразование в обстановке общего сжатия (коллизии), ведущее к эксгумации пород, подвергшихся гранулитовому метаморфизму, которое сопровождается формированием инвертированной метаморфической зональности в автохтонных комплексах и завершается образованием внутриконтинентальных коллизионных орогенов.

6. Подобно палеопротерозойскому Лавро-Русскому внутриконтинентальному орогену [Mints et al., 2010, 2015], возникновению ГСНО, сформированного преимущественно породами высокого уровня метаморфизма, сопутствовали не только интрузивные процессы во внутренней области и обрамлении орогена, но также и формирование рифтогенного пояса Кьюину-Мидконтинента, сложенного слабо метаморфизованным осадочно-вулканогенным комплексом, который вмещает близповерхностные расслоенные мафит-ультрамафитовые интрузивы.

7. Гренвиллский сектор орогена в большинстве современных публикаций рассматривается в качестве типичного коллизионного орогена, сопоставимого по размерам и структуре с верхнемеловым-палеоценовым Тибет-Гималайским орогеном [Rivers, 2009; Hynes, Rivers, 2010]. Предполагаемое сходство условий и процессов при формировании обоих названных орогенов было проиллюстрировано с применением численного моделирования [Beaumont et al., 2006; Jamieson et al., 2007, 2010]. На протяжении длительного времени особенности покровно-надвиговой структуры Гренвиллского сектора ГСНО, интенсивное проявление деформаций и высокий уровень метаморфизма рассматривались и рассматриваются как однозначно убедительные свидетельства аккреционно-коллизионного происхождения орогена Гренвилл (начиная, вероятно, с работ Д. Дьюи и К. Бурке [Dewey, Burke 1973]). Предполагается, что Гренвиллский орогенез представляет собой заключительную стадию длительного орогенического цикла, который завершился коллизией типа «континент-континент». Однако достоверно известен лишь один из пары коллидирующих континентов – Лаврентия. Предполагается, что преобладающая часть «догренвиллской» коры ГСНО была создана в результате процессов, связанных с субдукцией [Gower, Krogh, 2002]. Однако геохимическую специфику магматизма и, в особенности, необычайно широкое размещение массивов анортозитов – уникальное в геологической истории – лишь с большими оговорками можно связать с обстановкой субдукции.

Как показано выше, Гренвиллский сектор характеризуется рядом специфических черт, отличающих

его от современных коллизионных орогенов. Во-первых, как показано выше, это высокий уровень метаморфизма пород – в преобладающей степени на уровне гранулитовой фации, во-вторых, обилие анортозитовых интрузивов, размещенных в пределах орогена и в его обрамлении [Ashwal, 1993, 2010; Corrigan, Hanmer, 1997; Gower, Krogh, 2002; Hamilton et al., 2004], в-третьих, синформное строение покровно-надвигового ансамбля. Аналогичные особенности характерны для некоторых архейских и палеопротерозойских внутриконтинентальных орогенов [Mints, 2014; Mints et al., 2010, 2015].

Стоит задаться вопросом: насколько, в принципе, основательны аккреционная и коллизионная модели формирования ГСНО?

1. Известны ли в действительности актуалистические аналоги орогенов того типа, который, как предполагается, реализован в пределах ГСНО? В качестве наиболее близкого аналога обычно рассматривают Тибет-Гималайский коллизионный ороген верхнемелового – палеоценового возраста (например [Beaumont et al., 2006; Rivers, 2009; Hynes, Rivers, 2010; Groppo et al., 2012; Jamieson et al., 2007, 2010]). В действительности, главные «совпадения» молодого и древнего орогенов ограничены тектонической архитектурой и размерами. Наиболее последовательные сторонники предлагаемой аналогии, Э. Хайнс и Т. Риверс [Hynes, Rivers, 2010], обсуждают всего лишь три значительных с их точки зрения различия между рассматриваемыми орогенами, в том числе: 1) относительно более глубинное размещение интрузивных образований в пределах орогена Гренвилл, которое, по их оценке, обеспечивало интенсивный прогрев коры на всех стадиях эволюции орогена; 2) отсутствие лейкогранитов в пределах орогена Гренвилл; 3) фундаментально различающиеся проявления высокотемпературного метаморфизма: типично субдукционного типа, для которого характерны умеренные температуры, сопровождающегося формированием эклогит-голубосланцевой и ультравысокотемпературных ассоциаций в Тибет-Гималайском орогене, и, напротив, эклогитов высокотемпературного типа, характерных для нижних частей тектоностратиграфических разрезов гранулит-гнейсовых поясов. Названные авторы не считают перечисленные различия существенными. На взгляд автора данной статьи, напротив, необходимо подчеркнуть: в пределах Тибет-Гималайского орогена не известны интрузивы, подобные АМЧГ и АРГ комплексам, достоверно установлены лишь весьма ограниченные проявления высокотемпературного метаморфизма, совпадающие по возрасту с орогенезом, и не проявлена характерная синформная тектоническая структура, то есть отсутствуют кардинальные особенности Гренвилл-Свеконорвежского орогена.

2. Популярна версия, увязанная с существующими палеомагнитными данными, согласно которой роль второго континента в сопряженной паре коллидирующих континентов играла Амазония, в соответствующее время «внедрившаяся» между Лаврентией и Балтикой, а затем «удалившаяся» в южном направлении [Bond et al., 1984; Hoffman, 1991; Dalziel, 1991, 1997; Pisarevsky et al., 2003; Li et al., 2008]. Однако известны и другие модели, которые также «допускаются» палеомагнитными данными. В частности, по оценке Д.А.В. Эванса, ГСНО представляет собой не аккреционно-коллизийный, а собственно аккреционный ороген, формировавшийся вдоль протяженной окраины палеоконтинента, обращенной к Мировому океану [Evans, 2009].

Следует обратить внимание на то, что именно современное расположение Гренвиллской и Свеконорвежской тектонических провинций сыграло решающую роль в идее о их принадлежности к единому Гренвилл-Свеконорвежскому орогену. Пространственное совмещение обеих провинций успешно достигается предельно простым способом: надо лишь удалить глубоководную часть современного Атлантического океана, с тем чтобы приблизить друг к другу современные континенты без существенных поворотов (см. рис. 1). С другой стороны, известны работы, базирующиеся на геологических и палеомагнитных данных, в которых обосновывается вероятность архей-палеопротерозойского континента, в пределах которого Восточно-Европейский и Северо-Американский композитные кратоны и, в частности, их составляющие – кратоны Сьюпириор и Карелия – были совмещены уже в раннем докембрии [Heaman, 1997; Mints, Konilov, 2004; Bleeker, Ernst, 2006; Mints et al., 2010; Mertanen, Korhonen, 2011]. В связи с этим предлагаемую в модели Ч.С. Ли с соавторами [Li et al., 2008, Fig. 9] историю сложных «блужданий» палеоконтинентов Лаврентия и Балтика, в пространство между которыми «заплывали» то Амазония (1.05–0.70 млрд лет), то Сибирь (0.55 млрд лет), и которые, тем не менее, через сотни миллионов лет вернулись к исходным пространственным соотношениям, трудно признать реалистичной.

3. Согласно модели К.Ф. Гауэра и Т.Е. Крога [Gower, Krogh, 2002], развитие анортозитового магматизма во внутренней области провинции Гренвилл можно объяснить особенностями магомобразования в связи с пологой субдукцией, сопровождавшейся погружением срединного центра. Актуалистические примеры подобного процесса неизвестны. Единственный пример анортозитов, подобных докембрийским аналогам в пределах молодого надсубдукционного орогена, – габбро-анортозитовый массив Блэк-Джайнт, совмещенный с раннемеловым

комплексом гранулитов основного и среднего состава в пределах террейна Фиордленд (Новая Зеландия) [Gibson, Ireland, 1995, 1999]. Однако палеозойский возраст этого массива исключает прямолинейную интерпретацию его связи с обстановкой задугового растяжения, предполагавшуюся ранее [Bradshaw, 1989]. Особенности АМЧГ магматизма предполагают появление и эволюцию крупных объемов горячей сухой мафитовой магмы, которая интродуцирует и фракционирует в относительно высокотемпературных условиях; гранитоидные составляющие АМЧГ комплексов формируются, по крайней мере частично, в результате плавления нижней части континентальной коры [Ashwal, 1993, 2010]. Многие характеристики анортозитов лучше согласуются с моделями подслаивания континентальной коры мантийными расплавами, чем с коллизийными моделями. Представленные выше особенности пространственного распределения массивов палео-, мезо- и неопротерозойских анортозитов в пределах ГСНО и в обширной области в его обрамлении делают любые «субдукционные» модели формирования анортозитов в составе АМЧГ и АРГ комплексов несостоятельными. Эти особенности привлекают внимание к моделям внутриконтинентального магматизма в истории и длительной предыстории формирования ГСНО, аналогичным интерпретации габбро-анортозитового магматизма неоархейских и палеопротерозойских орогенов Восточно-Европейского кратона [Mints, Konilov, 2004; Mints, 2007; Mints et al., 2007, 2010, 2015].

4. Действительно ли ГСНО представляет собой линейно вытянутый ансамбль тектонических покровов однообразной вергентности? На рис. 1 представлена палеогеографическая реконструкция, предполагающая минимальные перемещения отдельных фрагментов орогена от их положения на современной поверхности Земли. Конфигурация геологических границ демонстрирует синформное строение ГСНО с центриклинальным замыканием структуры, сохранившимся в пределах Свеконорвежского сектора. Синформное строение Гренвиллского сектора следует также и из интерпретации данных сейсмопрофилирования через юго-западную часть сектора в районе Морин-Адирондак [Ludden, Hynes, 2000; Martignole et al., 2000; Rivers, 2009; Hammer et al., 2010; Hynes, Rivers, 2010]. Предполагается, что восточная часть орогена была удалена в результате неопротерозой-палеозойского рифтинга в области предполагаемой сутуры ГСНО и последующего раскрытия океана Япетус. Предполагается, что позднее, вслед за формированием Аппалачского орогена, аналогичные процессы привели к раскрытию современного Атлантического океана и к окончательной потере восточного крыла Гренвиллского сектора ГСНО [Hynes, Rivers, 2010].

5. Суммируя вышесказанное, можно прийти к заключению, что возможность использования Тибет-Гималайского орогена в качестве актуалистического аналога ГСНО и, в целом, корректность аккреционно-коллизивной модели эволюции и структурного оформления ГСНО являются более чем спорными. С учетом результатов наших исследований неорархейских и палеопротерозойских гранулитогнейсовых поясов ВЕК [Mints, 2014; Mints et al., 2010, 2015], интерпретация в качестве внутриконтинентального коллизивного орогена гораздо лучше соответствует всему комплексу характеристик ГСНО. Геодинамические обстановки, определившие взаимосвязанные процессы магматизма и высокотемпературного метаморфизма и тектонические события, являются общим следствием термальных событий литосферного уровня, которые принято рассматривать в рамках моделей мантийного плюма.

4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Представленные в статье материалы приводят к заключению о том, что имеются серьезные основания для пересмотра наиболее популярных сегодня представлений о тектонической позиции и геодинамической эволюции ГСНО, который принято считать типичным коллизивным орогеном, и позволяют сделать следующие главные выводы.

1. В течение всего возрастного интервала от ~1.9 до ~0.9 млрд лет Гренвиллский и Свеконорвежский секторы ГСНО размещались в сопредельных областях континента Лавроскандия, единство которого за этот период дважды нарушалось в результате формирования океанических структур, подобных современному Атлантическому океану. В обоих случаях единство Лавроскандии через некоторое время восстанавливалось в результате субдукции океанической литосферы, аккреции и обдукции островодужных и океанических террейнов к обеим океанским окраинам.

2. В истории формирования ГСНО выделяются два периода: между ~1.90 и ~1.16 млрд лет и от ~1.19 до ~0.90 млрд лет. В течение первого периода происходила прерывисто-постепенная эволюция коры во внутренней области Лавроскандии, которую можно в некотором смысле рассматривать как «подготовку» будущего орогена. Второй период включает собственно формирование ГСНО, инициированное процессами мантийно-плюмового типа: возникновение протяженных депрессий; их быстрое заполнение вулканогенным и осадочным материалом; внутриконтинентальный магматизм с акцентом на размещение АМЧГ и АРГ массивов, сопровождавшийся гранулитовым метаморфизмом

утолщенной коры, включая вулканогенно-осадочное выполнение депрессий; в основании коры – метаморфизм высокобарной гранулитовой и высокотемпературной эклогитовой фаций; отмирание плюма, тектоническое сжатие и формирование синформного покровно-надвигового структурного ансамбля ГСНО. Уровень метаморфизма в пределах параавтохтона возрастает от зеленосланцевой фации близ Гренвиллского фронта до амфиболитовой фации повышенных давлений близ Пограничного надвига аллохтона, демонстрируя инвертированную метаморфическую зональность, возникающую в результате надвигания «горячих» тектонических пластин.

3. Высокотемпературный характер магматизма и метаморфизма, многократное повторение термальных импульсов и грандиозный объем коры, подвергшейся высокотемпературным преобразованиям, позволяют рассматривать модель мантийного плюма в качестве наиболее адекватного источника тепловой энергии.

4. Двукратное возникновение в мезопротерозое океанских бассейнов приблизительно на месте современного Атлантического океана, особенности эволюции этих бассейнов и последующее возникновение и закрытие в той же зоне палеозойского океана Япетус и затем раскрытие мезокайнозойского Атлантического океана свидетельствуют об особом характере «Атлантической зоны», которую в определенном смысле можно рассматривать как внутриконтинентальную структуру.

5. Модель внутриконтинентального возникновения и эволюции ГСНО находится в очевидном противоречии с представлениями о возникновении этого орогена в результате столкновения и объединения ранее удаленных континентов: Лаврентии, Балтики и Амазонии, в результате которого была завершена сборка суперконтинента Родиния, и о размещении этого орогена в символическом центре этого суперконтинента.

6. Новый подход к реконструкции условий и обстановок возникновения и эволюции ГСНО, представленный в статье, который опирается на исследование соотношений тектоноплитных и тектоноплюмовых процессов в формировании континентальной коры, позволяет с новых позиций обратиться к оценке обоснованности не только модели Родинии [Li et al., 2008], но и в целом модели суперконтинентальных циклов.

5. БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена при поддержке ФАНО России (проект № 0135-2014-0001) и РФФИ (проект № 15-05-01214).

6. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

- Åhäll K.I., Connolly J., 1998. Intermittent 1.53–1.13 Ga magmatism in western Baltica; age constraints and correlations within a postulated supercontinent. *Precambrian Research* 92 (1), 1–20. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(98\)00064-3](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(98)00064-3).
- Åhäll K.I., Gower C.F., 1997. The Gothian and Labradorian orogens: Variations in accretionary tectonism along a late Paleoproterozoic Laurentia-Baltica margin. *GFF* 119 (2), 181–191. <https://doi.org/10.1080/11035899709546475>.
- All T., Flodén T., Puura V., 2006. A complex model of Mesoproterozoic sedimentary and igneous suites in a graben setting north of Gotland, Baltic Sea. *GFF* 128 (1), 53–63. <https://doi.org/10.1080/11035890601281053>.
- Allen P.A., Eriksson P.G., Alkmim F.F., Betts P.G., Catuneanu O., Mazumder R., Meng Q., Young G.M., 2015. Chapter 2. Classification of basins, with special reference to Proterozoic examples. In: R. Mazumder, P.G. Eriksson (Eds.), *Precambrian basins of India: stratigraphic and tectonic context*. Geological Society, London, Memoirs, vol. 43, p. 5–28. <https://doi.org/10.1144/M43.2>.
- Andersson J., Bingen B., Cornell D., Johansson L., Söderlund U., Möller C., 2008. The Sveconorwegian Orogen of Southern Scandinavia: Setting, Petrology and Geochronology of Polymetamorphic High-Grade Terranes. 33 IGC, excursion No 51, August 2–5, 2008. Oslo, 33 IGC, 83 p.
- Årebäck H., Stigh J., 2000. The nature and origin of an anorthosite associated ilmenite-rich leuconorite, Hakefjorden Complex, south-west Sweden. *Lithos* 51 (3), 247–267. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(99\)00070-5](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(99)00070-5).
- Ashwal L.D., 1993. Anorthosites. *Minerals and Rocks Series*, vol. 21. Springer, Berlin, 422 p.
- Ashwal L.D., 2010. The temporality of anorthosites. *Canadian Mineralogist* 48 (4), 711–728. <https://doi.org/10.3749/canmin.48.4.711>.
- Beaumont C., Nguyen M.H., Jamieson R.A., Ellis S., 2006. Crustal flow modes in large hot orogens. In: R.D. Law, M.P. Searle, L. Godin (Eds.), *Channel flow, ductile extrusion and exhumation in continental collision zones*. Geological Society, London, Special Publication, vol. 268, p. 91–145. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2006.268.01.05>.
- Bickford M.E., Hill B.M., 2007. Does the arc accretion model adequately explain the Paleoproterozoic evolution of southern Laurentia?: An expanded interpretation. *Geology* 35 (2), 167–170. <https://doi.org/10.1130/G23174A.1>.
- Bingen B., Nordgulen Ø., Viola G., 2008. A four-phase model for the Sveconorwegian orogeny, SW Scandinavia. *Norwegian Journal of Geology* 88 (1), 43–72.
- Bleeker W., Ernst R., 2006. Short-lived mantle generated magmatic events and their dyke swarms: the key unlocking Earth's paleogeographic record back to 2.6 Ga. In: E. Hanski, S. Mertanen, T. Rämö, J. Vuollo (Eds.), *Dyke swarms – time markers of crustal evolution*. CRC Press, London, p. 3–26.
- Bogdanova S.V., Bingen B., Gorbatshev R., Kheraskova T.N., Kozlov V.I., Puchkov V.N., Volozh Yu.A., 2008. The East European craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia. *Precambrian Research* 160 (1–2), 23–45. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.04.024>.
- Boggs K.J.E., Corriveau L., 2004. Granulite-facies P-T-t paths and influence of retrograde cation diffusion during poly-phase orogenesis, western Grenville province, Québec. In: R.P. Tollo, J. McLelland, L. Corriveau, M.J. Bartholomew (Eds.), *Proterozoic tectonic evolution of the Grenville orogen in North America*. Geological Society of America Memoir, vol. 197, p. 35–64. <https://doi.org/10.1130/0-8137-1197-5.35>.
- Bond G.C., Nickeson P.A., Kominz M.A., 1984. Breakup of a supercontinent between 625 and 555 Ma: New evidence and implications for continental histories. *Earth and Planetary Science Letters* 70 (2), 325–345. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(84\)90017-7](https://doi.org/10.1016/0012-821X(84)90017-7).
- Bradshaw J.Y., 1989. Early Cretaceous vein related garnet granulite in Fiordland, southwest New Zealand: a case for infiltration of mantle-derived CO₂-rich fluids. *The Journal of Geology* 97 (6), 697–717. <https://doi.org/10.1086/629353>.
- Brewer T.S., Åhäll K.I., Darbyshire D.P.F., Menuge J.F., 2002. Geochemistry of late Mesoproterozoic volcanism in south-western Scandinavia: implications for Sveconorwegian/Grenvillian plate tectonic models. *Journal of the Geological Society* 159 (2), 129–144. <https://doi.org/10.1144/0016-764901-044>.
- Brown M., 2007. Metamorphic conditions in orogenic belts: a record of secular change. *International Geology Review* 49 (3), 193–234. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.49.3.193>.
- Brown M., 2009. Metamorphic patterns in orogenic systems and the geological record. In: P.A. Cawood, A. Kröner (Eds.), *Earth accretionary systems in space and time*. Geological Society, London, Special Publications, vol. 318, p. 37–74. <https://doi.org/10.1144/SP318.2>.
- Brueckner H.K., Van Roermund H.L.M., 2004. Dunk tectonics: A multiple subduction/eduction model for the evolution of the Scandinavian caledonides. *Tectonics* 23 (2), TC2004. <https://doi.org/10.1029/2003TC001502>.
- Buchan K.L., Mortensen J.K., Card K.D., Percival J.A., 1998. Paleomagnetism and U–Pb geochronology of diabase dyke swarms of Minto block, Superior Province, Quebec, Canada. *Canadian Journal Earth Sciences* 35 (9), 1054–1069. <https://doi.org/10.1139/e98-054>.
- Carlson W.D., Anderson S.D., Mosher S., Davidow J.S., Crawford W.D., Lane E.D., 2007. High-pressure metamorphism in the Texas Grenville orogen: Mesoproterozoic subduction of the southern Laurentian continental margin. *International Geology Review* 49 (2), 99–119. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.49.2.99>.

- Carr S.D., Easton R.M., Jamieson R.A., Culshaw N.G., 2000. Geologic transect across the Grenville orogen of Ontario and New York. *Canadian Journal Earth Sciences* 37 (2–3), 193–216. <https://doi.org/10.1139/e99-074>.
- Christoffel C.A., Connelly J.N., Åhäll K.I., 1999. Timing and characterization of recurrent pre-Sveconorwegian metamorphism and deformation in the Varberg-Halmstad region of SW Sweden. *Precambrian Research* 98 (3–4), 173–195. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(99\)00046-7](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(99)00046-7).
- Corrigan D., Hanmer S., 1997. Anorthosites and related granitoids in the Grenville orogen: A product of convective thinning of the lithosphere? *Geology* 25 (1), 61–64. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1997\)025<0061:AARGIT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025<0061:AARGIT>2.3.CO;2).
- Corriveau L., van Breemen O., 2000. Docking of the Central Metasedimentary Belt to Laurentia in geon 12: evidence from the 1.17–1.16 Ga Chevreuil intrusive suite and host gneisses, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences* 37 (2–3), 253–269. <https://doi.org/10.1139/e00-004>.
- Cosca M.A., Mezger K., Essene E., 1998. The Baltica-Laurentia connection: Sveconorwegian (Grenvillian) metamorphism, cooling, and unroofing in the Bamble sector, Norway. *The Journal of Geology* 106 (5), 539–552. <https://doi.org/10.1086/516040>.
- Cox R.A., Indares A., Dunning G.R., 2002. Temperature-time paths in the high-P Manicouagan Imbricate zone, eastern Grenville province: Evidence for two metamorphic events. *Precambrian Research* 117 (3–4), 225–250. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(02\)00059-1](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(02)00059-1).
- Culotta R.C., Pratt T., Oliver J., 1990. A tale of two sutures: COCORP's deep seismic surveys of the Grenville province in the eastern U.S. midcontinent. *Geology* 18 (7), 646–649. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1990\)018<0646:ATOTSC>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1990)018<0646:ATOTSC>2.3.CO;2).
- Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J., Whitehouse M.J., 2006. The Lapland-Kola orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere. In: D.G. Gee, R.A. Stephenson (Eds.), *European lithosphere dynamics*. Geological Society, London, Memoirs, vol. 32, p. 579–598. <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.35>.
- Dalziel I.W.D., 1991. Pacific margins of Laurentia and East Antarctica – Australia as a conjugate rift pair: evidence and implications for an Eocambrian supercontinent. *Geology* 19 (6), 598–601. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1991\)019<0598:PMOLAE>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1991)019<0598:PMOLAE>2.3.CO;2).
- Dalziel I.W.D., 1997. Neoproterozoic–Paleozoic geography and tectonics: review, hypothesis, environmental speculation. *Geological Society of America Bulletin* 109 (1), 16–42. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1997\)109<0016:ONPGAT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1997)109<0016:ONPGAT>2.3.CO;2).
- Depine G.V., Andronicos C.L., Phipps-Morgan J., 2008. Near-isothermal conditions in the middle and lower crust induced by melt migration. *Nature* 452 (7183), 80–83. <https://doi.org/10.1038/nature06689>.
- Dewey J.F., Burke K., 1973. Tibetan, Variscan and Precambrian basement reactivation: products of continental collision. *The Journal of Geology* 81 (6), 683–692.
- Dickin A.P., McNutt R.H., 2007. The Central Metasedimentary Belt (Grenville province) as a failed back-arc rift zone: Nd isotope evidence. *Earth and Planetary Science Letters* 259 (1–2), 97–106. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.04.031>.
- England P.C., Thompson A.B., 1984. Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism. 1. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. *Journal of Petrology* 25 (4), 894–928. <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.894>.
- Evans D.A.D., 2009. The palaeomagnetically viable, long-lived and all-inclusive Rodinia supercontinent reconstruction. In: J.B. Murphy, J.D. Keppie, A.J. Hynes (Eds.), *Ancient orogens and modern analogues*. Geological Society, London, Special Publications, vol. 327, p. 371–404. <https://doi.org/10.1144/SP327.16>.
- Gaál G., Gorbatshev R., 1987. An outline of the Precambrian evolution of the Baltic shield. *Precambrian Research* 35, 15–52. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(87\)90044-1](https://doi.org/10.1016/0301-9268(87)90044-1).
- Gibson G.M., Ireland T.R., 1995. Granulite formation during continental extension in Fiordland. *Nature* 375 (6531), 479–482. <https://doi.org/10.1038/375479a0>.
- Gibson G.M., Ireland T.R., 1999. Black Giants Anorthosite, New Zealand: a Paleozoic analogue of Archean stratiform anorthosite and implications for the formation of Archean high-grade terranes. *Geology* 27 (2), 131–134. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1999\)027<0131:BGANZA>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1999)027<0131:BGANZA>2.3.CO;2).
- Gower C.F., Krogh T., 2002. A U–Pb geochronological review of the Proterozoic history of the eastern Grenville province. *Canadian Journal of Earth Sciences* 39 (5), 795–829. <https://doi.org/10.1139/e01-090>.
- Gower C.F., Ryan A.F., Rivers T., 1990. Mid-Proterozoic Laurentia–Baltica: an overview of its geological evolution and a summary of the contributions made by this volume. In: C.F. Gower, T. Rivers, B. Ryan (Eds.), *Mid-Proterozoic Laurentia–Baltica*. Geological Association of Canada Special Paper, vol. 38, p. 1–20.
- Groppo C., Rolfo F., Indares A., 2012. Partial melting in the Higher Himalayan crystallines of Eastern Nepal: the effect of decompression and implications for the ‘channel flow’ model. *Journal of Petrology* 53 (5), 1057–1088. <https://doi.org/10.1093/petrology/egs009>.
- Hamilton M.A., McLelland J., Selleck B., 2004. SHRIMP U–Pb zircon geochronology of the anorthosite-mangerite-charnokite-granite suite, Adirondack mountains, New York: Ages of emplacement and metamorphism. In: R.P. Tollo, L. Corriveau, J. McLelland, M.J. Bartholomew (Eds.), *Proterozoic tectonic evolution of the Grenville orogen in*

- North America. Geological Society of America Memoir, vol. 197, p. 337–355. <https://doi.org/10.1130/0-8137-1197-5.337>.
- Hammer P.T.C., Clowes R.M., Cook F.A., Van der Velden A.J., Vasudevan K., 2010. The Lithoprobe trans-continental lithospheric cross sections: imaging the internal structure of the North American continent. *Canadian Journal of Earth Sciences* 47 (5), 821–857. <https://doi.org/10.1139/E10-036>.
- Hanski E.J., Huhma H., Lehtonen M.I., Rastas P., 1998. 2.0 Ga old oceanic crust in northern Finland. In: E. Hanski, J. Vuollo (Eds.), International Ophiolite Symposium and Field Excursion. Generation and emplacement of ophiolites through time. Geological Survey of Finland Special Paper, vol. 26, p. 24.
- Harley S.L., 1989. The origin of granulites: a metamorphic perspective. *Geological Magazine* 126 (3), 215–247. <https://doi.org/10.1017/S0016756800022330>.
- Heaman L.M., 1997. Global mafic magmatism at 2.45 Ga: remnants of an ancient large igneous province. *Geology* 25 (4), 299–302. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1997\)025<0299:GMMAGR>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025<0299:GMMAGR>2.3.CO;2).
- Hegardt E.A., Cornell D., Claesson L., Simakov S., Stein H., Hannah J., 2005. Eclogites in the central part of the Sveconorwegian Eastern segment of the Baltic shield: support for an extensive eclogite terrane. *GFF* 127 (3), 221–232. <https://doi.org/10.1080/11035890501273221>.
- Hiatt E.E., Palmer S.E., Kyser T.K., O'Connor T.K., 2010. Basin evolution, diagenesis and uranium mineralization in the Paleoproterozoic Thelon basin, Nunavut, Canada. *Basin Research* 22 (3), 302–323, <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2009.00415.x>.
- Hoffman P.F., 1991. Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside-out? *Science* 252 (5011), 1409–1412. <https://doi.org/10.1126/science.252.5011.1409>.
- Holm D.K., Van Schmus W.R., MacNeil L.C., Boerboom T.J., Schweitzer D., Schneider D., 2005. U-Pb zircon geochronology of Paleoproterozoic plutons from the northern midcontinent, USA: Evidence for subduction flip and continued convergence after geon 18 Penokean orogenesis. *Geological Society of America Bulletin* 117 (3–4), 259–275. <https://doi.org/10.1130/B25395.1>.
- Högdahl K., Andersson U.B., Eklund O. (Eds.), 2004. The Transscandinavian Igneous Belt (TIB) in Sweden: A Review of Its Character and Evolution. Geological Survey of Finland Special Paper, vol. 37. Espoo, 123 p.
- Hynes A., Rivers T., 2010. Protracted continental collision – evidence from the Grenville orogen. *Canadian Journal of Earth Sciences* 47 (5), 591–620. <https://doi.org/10.1139/E10-003>.
- Indares A., Dunning G., 2004. Crustal architecture above the high-pressure belt of the Grenville province in the Manicouagan area: new structural, petrologic and U–Pb age constraints. *Precambrian Research* 130 (1–4), 199–228. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2003.11.005>.
- Jamieson R.A., Beaumont C., Nguyen M.H., Culshaw N.G., 2007. Synconvergent ductile flow in variable-strength continental crust: Numerical models with application to the western Grenville orogen. *Tectonics* 26 (5), TC5005. <https://doi.org/10.1029/2006TC002036>.
- Jamieson R.A., Beaumont C., Warren C.J., Nguyen M.H., 2010. The Grenville orogen explained? Applications and limitations of integrating numerical models with geological and geophysical data. *Canadian Journal of Earth Sciences* 47 (4), 517–539. <https://doi.org/10.1139/E09-070>.
- Jefferson C.W., Thomas D.J., Gandhi S.S., Ramaekers P., Delaney G., Brisbin D., Cutts C., Quirt D., Portella P., Olson R.A., 2007. Unconformity associated uranium deposits of the Athabasca basin, Saskatchewan and Alberta. In: W.D. Goodfellow (Ed.), Mineral deposits of Canada: a synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication No. 5, p. 273–305.
- Karlstrom K.E., Åhäll K.-I., Harlan S.S., Williams M.L., McLelland J., Geissman J.W., 2001. Long lived (1.8–1.0 Ga) convergent orogen in southern Laurentia, its extensions to Australia and Baltica, and implications for refining Rodinia. *Precambrian Research* 111 (1–4), 5–30. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(01\)00154-1](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(01)00154-1).
- Kohonen J., Rämö T., 2005. Sedimentary rocks, diabases, and late cratonic evolution. In: M. Lehtinen, P.A. Nurmi, O.T. Rämö (Eds.), Precambrian geology of Finland – Key to the evolution of the Fennoscandian shield. Developments in Precambrian Geology, vol. 14. Elsevier, Amsterdam, p. 563–603. [https://doi.org/10.1016/S0166-2635\(05\)80014-3](https://doi.org/10.1016/S0166-2635(05)80014-3).
- Koistinen T., Stephens M.B., Bogatchev V., Nordgulen I., Wennerström M., Korhonen J., 2001. Geological map of the Fennoscandian shield. Scale 1:2000000. Geological Surveys of Finland, Norway and Sweden and the North-West Department of Natural Resources of Russia.
- Kontinen A., 1987. An Early Proterozoic ophiolite – the Jormua mafic-ultramafic complex, northeastern Finland. *Precambrian Research* 35, 313–341. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(87\)90061-1](https://doi.org/10.1016/0301-9268(87)90061-1).
- Korhonen F.J., 2006. An Investigation into Tectonometamorphic Evolution of the Wilson Lake Terrane, Eastern Grenville province. University of Minnesota, 283 p.
- Korsman K., Korja T., Pajunen M., Virransalo P., GGT/SVEKA Working Group, 1999. The GGT/SVEKA Transect: structure and evolution of the continental crust in the Palaeoproterozoic Svecofennian orogen in Finland. *International Geology Review* 41 (4), 287–333. <https://doi.org/10.1080/00206819909465144>.

- Lahtinen R., Korja A., Nironen M., 2005. Paleoproterozoic tectonic evolution. In: M. Lehtinen, P.A. Nurmi, O.T. Rämö (Eds.), *Precambrian geology of Finland – Key to the evolution of the Fennoscandian shield*. Developments in Precambrian Geology, vol. 14. Elsevier, Amsterdam, p. 481–531. [https://doi.org/10.1016/S0166-2635\(05\)80012-X](https://doi.org/10.1016/S0166-2635(05)80012-X).
- Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S., Davidson A., De Waele B., Ernst R.E., Fitzsimons I.C.W., Fuck R.A., Gladkochub D.P., Jacobs J., Karlstrom K.E., Lu S., Natapov L.M., Pease V., Pisarevsky S.A., Thrane K., Vernikovsky V., 2008. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis. *Precambrian Research* 160 (1–2), 179–210. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.04.021>.
- Ludden J., Hynes A., 2000. The Lithoprobe Abitibi–Grenville transect: two billion years of crust formation and recycling in the Precambrian shield of Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* 37 (2–3), 459–476. <https://doi.org/10.1139/e99-120>.
- Markl G., Frost B.R., Bucher K., 1998. The origin of anorthosites and related rocks from the Lofoten Islands, Northern Norway: I. Field relations and estimation of intrinsic variables. *Journal of Petrology* 39 (8), 1425–1452. <https://doi.org/10.1093/ptro/39.8.1425>.
- Martignole J., Calvert A.J., Friedman R., Reynolds P., 2000. Crustal evolution along a seismic section across the Grenville province (western Quebec). *Canadian Journal of Earth Sciences* 37 (2–3), 291–306. <https://doi.org/10.1139/e99-123>.
- McLelland J.M., Selleck B.W., 2010. Review of the Proterozoic evolution of the Grenville province, its Adirondack outlier, and the Mesoproterozoic inliers of the Appalachians. In: R.P. Tollo, M.J. Bartholomew, J.P. Hibbard, P.M. Karabinos (Eds.), *From Rodinia to Pangea: The lithotectonic record of the Appalachian region*. Geological Society of America Memoirs, vol. 206, p. 21–49. [https://doi.org/10.1130/2010.1206\(02\)](https://doi.org/10.1130/2010.1206(02)).
- Mertanen S., Korhonen F., 2011. Paleomagnetic constraints on an Archean–Paleoproterozoic Superior–Karelia connection: New evidence from Archean Karelia. *Precambrian Research* 186 (1–4), 193–204. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2011.01.018>.
- Miller J.D., Ripley E.M., 1996. Layered intrusions of the Duluth complex, Minnesota, USA. In: R.G. Cawthorn (Ed.), *Layered intrusions*. Developments in Petrology, vol. 15. Elsevier, Amsterdam, p. 257–301. [https://doi.org/10.1016/S0167-2894\(96\)80010-8](https://doi.org/10.1016/S0167-2894(96)80010-8).
- Mints M.V., 2007. Paleoproterozoic supercontinent: origin and evolution of accretionary and collisional orogens exemplified in Northern cratons. *Geotectonics* 41 (4), 257–280. <https://doi.org/10.1134/S0016852107040012>.
- Mints M.V., 2014. Tectonics and geodynamics of granulite-gneiss complexes in the East European craton. *Geotectonics* 48 (6), 496–522. <https://doi.org/10.1134/S0016852114060089>.
- Mints M.V., Dokukina K.A., Konilov A.N., Philippova I.B., Zlobin V.L., Babayants P.S., Belousova E.A., Blokh Yu.I., Bogina M.M., Bush W.A., Dokukin P.A., Kaulina T.V., Natapov L.M., Piip V.B., Stupak V.M., Suleimanov A.K., Trusov A.A., Van K.V., Zamozhniaya N.G., 2015. East European craton: Early Precambrian history and 3D models of deep crustal structure. *Geological Society of America Special Papers*, vol. 510, 433 p. <https://doi.org/10.1130/2015.2510>.
- Mints M.V., Kaulina T.V., Konilov A.N., Krotov A.V., Stupak V.M., 2007. The thermal and geodynamic evolution of the Lapland granulite belt: implications for the thermal structure of the lower crust during granulite-facies metamorphism. *Gondwana Research* 12 (3), 252–267. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2006.10.007>.
- Mints M.V., Konilov A.N., 1998. Thermal structure of the crust during granulite metamorphism: petrological speculations and geodynamic implications. In: Y. Motoyoshi, K. Shiraishi (Eds.), *Origin and evolution of continents*. Proceedings of International Symposium (13–14 October, 1997, Tokyo). *Memoirs of National Institute of Polar Research*, Special issue No. 53, p. 137–156.
- Mints M.V., Konilov A.N., 2004. Geodynamic crustal evolution and long-lived supercontinents during the Paleoproterozoic: Evidence from granulite belts, collisional and accretionary orogens. In: P.G. Eriksson, W. Altermann, D.R. Nelson, W.U. Mueller, O. Catuneanu (Eds.), *The Precambrian Earth: Tempos and events*. Developments in Precambrian Geology, vol. 12. Elsevier, Amsterdam, p. 223–239.
- Mints M.V., Suleimanov A.K., Babayants P.S., Belousova E.A., Blokh Yu.I., Bogina M.M., Bush W.A., Dokukina K.A., Zamozhniaya N.G., Zlobin V.L., Kaulina T.V., Konilov A.N., Mikhailov V.O., Natapov L.M., Piip V.B., Stupak V.M., Tikhotsky S.A., Trusov A.A., Philippova I.B., Shur D.Yu., 2010. Deep Structure, Evolution and Mineral Deposits of the Early Precambrian Basement of the East European Platform: An Interpretation of the Data from 1-EU Geotraverse, the 4B and Tatseis Profiles. GEOKART, GEOS, Moscow, v. 1, 408 p.; v. 2, 400 p. (in Russian) [Минц М.В., Сулейманов А.К., Бабаянц П.С., Белоусова Е.А., Блох Ю.И., Богина М.М., Буш В.А., Докукина К.А., Замозжня Н.Г., Злобин В.Л., Каулина Т.В., Конилов А.Н., Михайлов В.О., Натанов Л.М., Пуйп В.Б., Ступак В.М., Тихоцкий С.А., Трусов А.А., Филиппова И.Б., Шур Д.Ю. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и Татсейс. М.: ГЕОКАРТ; ГЕОС, 2010. Т. 1, 408 с., Т. 2, 400 с.]
- Moecher D.P., Anderson E.D., Cook C.A., Mezger K., 1997. The petrogenesis of metamorphosed carbonatites in the Grenville province, Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences* 34 (9), 1185–1201. <https://doi.org/10.1139/e17-095>.
- Möller A., O'Brien P.J., Kennedy A., Kröner A., 2003. Linking growth episodes of zircon and metamorphic textures to zircon chemistry: an example from the ultrahigh-temperature granulites of Rogaland (SW Norway). In: D. Vance, W. Müller, I.M. Villa (Eds.), *Geochronology: linking the isotopic record with petrology and textures*. Geological Society, London, Special Publications, vol. 220, p. 65–81. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2003.220.01.04>.

- Möller C., 1998. Decompressed eclogites in the Sveconorwegian (–Grenvillian) orogen of SW Sweden: petrology and tectonic implications. *Journal of Metamorphic Geology* 16 (5), 641–656. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1998.00160.x>.
- Mosher S., Levine J.S.F., Carlson W.D., 2008. Mesoproterozoic plate tectonics: A collisional model for the Grenville-aged orogenic belt in the Llano uplift, central Texas. *Geology* 36 (1), 55–58. <https://doi.org/10.1130/G24049A.1>.
- Peltonen P., Kontinen A., Huhma H., 1996. Petrology and geochemistry of metabasalts from the 1.95 Ga Jormua Ophiolite, Northeastern Finland. *Journal of Petrology* 37 (6), 1359–1383. <https://doi.org/10.1093/ptrology/37.6.1359>.
- Peltonen P., Kontinen A., Huhma H., 1998. Petrogenesis of the mantle sequence of the Jormua ophiolite (Finland): melt migration in the upper mantle during Palaeoproterozoic continental break-up. *Journal of Petrology* 39 (2), 297–329. <https://doi.org/10.1093/ptrology/39.2.297>.
- Percival J.A., 1994. Archean high-grade metamorphism. Chapter 9. In: K.C. Condie (Ed.), Archean crustal evolution. Developments in Precambrian Geology, vol. 11. Elsevier, Amsterdam, p. 357–410. [https://doi.org/10.1016/S0166-2635\(08\)70227-5](https://doi.org/10.1016/S0166-2635(08)70227-5).
- Pharaoh T.C., Brewer T.S., 1990. Spatial and temporal diversity of Early Proterozoic Volcanic Sequences – comparisons between the Baltic and Laurentian shields. *Precambrian Research* 47 (3–4), 169–189. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(90\)90037-Q](https://doi.org/10.1016/0301-9268(90)90037-Q).
- Pisarevsky S.A., Wingate M.T.D., Powell C.McA., Johnston S., Evans D.A.D., 2003. Models of Rodinia assembly and fragmentation. In: M. Yoshida, B.F. Windly, S. Dasgupta (Eds.), Proterozoic East Gondwana: supercontinent assembly and breakup. Geological Society, London, Special Publications, vol. 206, p. 35–55. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2003.206.01.04>.
- Rivers T., 1997. Lithotectonic elements of the Grenville province: review and tectonic implications. *Precambrian Research* 86 (3–4), 117–154. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(97\)00038-7](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(97)00038-7).
- Rivers T., 2009. The Grenville province as a large hot long-duration collisional orogen – insights from the spatial and thermal evolution of its orogenic fronts. In: J.B. Murphy, J.D. Keppie, A.J. Hynes (Eds.), Ancient orogens and modern analogues. Geological Society, London, Special Publications, vol. 327, 405–444. <https://doi.org/10.1144/SP327.17>.
- Rivers T., 2015. Tectonic setting and evolution of the Grenville orogen: An assessment of progress over the last 40 years. *Geoscience Canada* 42 (1), 77–124. <https://doi.org/10.12789/geocanj.2014.41.057>.
- Rivers T., Ketchum J., Indares A., Hynes A., 2002. The High Pressure belt in the Grenville Province: architecture, timing and exhumation. *Canadian Journal of Earth Sciences* 39 (5), 867–893. <https://doi.org/10.1139/e02-025>.
- Rivers T., Martignole J., Gower C., Davidson A., 1989. New tectonic divisions of the Grenville province, southeast Canadian shield. *Tectonics* 8 (1), 63–84. <https://doi.org/10.1029/TC008i001p00063>.
- Roberts D., 2003. The Scandinavian Caledonides: event chronology, paleogeographic settings and likely modern analogues. *Tectonophysics* 365 (1–4), 283–299. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(03\)00026-X](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00026-X).
- Sanders I.S., 1988. Plagioclase breakdown and regeneration reactions in Grenville kyanite eclogite at Glenelg, Scotland. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 98 (1), 33–39. <https://doi.org/10.1007/BF00371907>.
- Sanders I.S., Van Calsteren P.W.C., Hawkesworth C.J., 1984. A Grenville Sm-Nd age for the Glenelg eclogite in northwest Scotland. *Nature* 312 (5993), 439–440. <https://doi.org/10.1038/312439a0>.
- Sandiford M., 1989. Horizontal structures in granulite terrain: a record of mountain building or mountain collapse? *Geology* 17 (5), 449–452. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1989\)017<0449:HSIGTA>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1989)017<0449:HSIGTA>2.3.CO;2).
- Schulz K.J., Cannon W.F., 2007. The Penokean orogeny in the Lake Superior region. *Precambrian Research* 157 (1–4), 4–25. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.02.022>.
- Scotches J.S., Lindsley D.H., Frost B.R., 2010. Magmatic and structural evolution of an anorthositic magma chamber: the Poe Mountain intrusion, Laramie anorthosite complex, Wyoming. *Canadian Mineralogist* 48 (4), 851–885. <https://doi.org/10.3749/canmin.48.4.851>.
- Scott D.J., St-Onge M.R., Lucas S.B., Helmstaedt H., 1991. Geology and geochemistry of the Early Proterozoic Purtuniqu Ophiolite, Cape Smith Belt, Northern Quebec, Canada. In: T. Peters, A. Nicolas, R.G. Coleman (Eds.), Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosphere. Kluwer, Amsterdam, p. 817–849. https://doi.org/10.1007/978-94-011-3358-6_41.
- Sharkov E.V., 2010. Middle-proterozoic anorthosite–rapakivi granite complexes: An example of within-plate magmatism in abnormally thick crust: Evidence from the East European craton. *Precambrian Research* 183 (4), 689–700. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2010.08.008>.
- Söderlund U., Hellström F.A., Kamo S.L., 2008. Geochronology of high-pressure mafic granulite dykes in SW Sweden; tracking the P–T–t path of metamorphism using Hf isotopes in zircon and baddeleyite. *Journal of Metamorphic Geology* 26 (5), 539–560. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2008.00776.x>.
- Storey C.D., Brewer T.S., Anczkiewicz R., Parrish R.R., Thirlwall M.F., 2010. Multiple high-pressure metamorphic events and crustal telescoping in the NW Highlands of Scotland. *Journal of the Geological Society* 167 (3), 455–468. <https://doi.org/10.1144/0016-76492009-024>.
- Storey C.D., Brewer T.S., Temperley S., 2005. P–T conditions of Grenville-age eclogite facies metamorphism and amphibolite facies retrogression of the Glenelg-Attadale Inlier, NW Scotland. *Geological Magazine* 142 (5), 605–615. <https://doi.org/10.1017/S001675680500110X>.

- Thompson A.B., Ridley J.R., 1987. Pressure-temperature-time (P-T-t) histories of orogenic belts. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 321 (1557), 27–45. <https://doi.org/10.1098/rsta.1987.0003>.
- Tollo R.P., Corriveau L., McLelland J., Bartholomew M.J., 2004. Proterozoic tectonic evolution of the Grenville orogen in North America: An introduction. In: R.P. Tollo, L. Corriveau, J. McLelland, M.J. Bartholomew (Eds.), Proterozoic tectonic evolution of the Grenville orogen in North America. Geological Society of America Memoirs, vol. 197, p. 1–18. <https://doi.org/10.1130/0-8137-1197-5.1>.
- Torsvik T.H., Cocks L.R.M., 2009. The Lower Palaeozoic palaeogeographical evolution of the northeastern and eastern peri-Gondwanan margin from Turkey to New Zealand. In: M.G. Bassett (Ed.), Early Palaeozoic Peri-Gondwana terranes: new insights from tectonics and biogeography. Geological Society, London, Special Publications, vol. 325, p. 3–21. <https://doi.org/10.1144/SP325.2>.
- Ulmus J., Andersson J., Möller C., 2015. Hallandian 1.45 Ga high-temperature metamorphism in Baltica: P-T evolution and SIMS U-Pb zircon ages of aluminous gneisses, SW Sweden. *Precambrian Research* 265, 10–39. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2015.04.004>.
- Van Schmus W.R., Green J.C., Halls H.C., 1982. Geochronology of Keweenawan rocks of the Lake Superior region: A summary. In: R.J. Wold, W.J. Hinze (Eds.), Geology and tectonics of the Lake Superior basin. *Geological Society of America Memoirs*, vol. 156, p. 165–172. <https://doi.org/10.1130/MEM156-p165>.
- Vervoort J.D., Wirth K., Kennedy B., Sandland T., Harpp K.S., 2007. The magmatic evolution of the Midcontinent rift: new geochronologic and geochemical evidence from felsic magmatism. *Precambrian Research* 157 (1–4), 235–268. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.02.019>.
- Volkert R.A., Johnson C.A., Tamashausky A.V., 2000. Mesoproterozoic graphite deposits, New Jersey Highlands: geologic and stable isotopic evidence for possible algal origins. *Canadian Journal of Earth Sciences* 37 (12), 1665–1675. <https://doi.org/10.1139/e00-050>.
- Wang X.-D., Lindh A., 1996. Temperature-pressure investigation of the southern part of the Southwest Swedish granulite region. *European Journal of Mineralogy* 8 (1), 51–68. <https://doi.org/10.1127/ejm/8/1/0051>.
- Wardle R.J., Rivers T., Gower C.F., Nunn G.A.G., Thomas A., 1986. The Northeastern Grenville province: new insights. In: J.M. Moore, A. Davidson, A.J. Baer (Eds.), The Grenville Province. Geological Association of Canada Special Paper, vol. 31, p. 13–29.
- Whitmeyer S.J., Karlstrom K.E., 2007. Tectonic model for the Proterozoic growth of North America. *Geosphere* 3 (4), 220–259. <https://doi.org/10.1130/GES00055.1>.
- Wilson J.T., 1966. Did the Atlantic close and then re-open? *Nature* 211 (5050), 676–681. <https://doi.org/10.1038/211676a0>.
- Wodicka N., Ketchum J.W.F., Jamieson R.A., 2000. Grenvillian metamorphism of monocyclic rocks, Georgian bay, Ontario, Canada: implications for convergence history. *The Canadian Mineralogist* 38 (2), 471–510. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.38.2.471>.



Минц Михаил Вениаминович, докт. геол.-мин. наук, зав. лабораторией
Геологический институт РАН
119017, Москва, Пыжевский пер., 7, Россия
✉ e-mail: michael-mints@yandex.ru

Mints, Mikhail V., Doctor of Geology and Mineralogy, Head of laboratory
Geological Institute of RAS
7 Pyzhevsky Lane 7, Moscow 119017, Russia
✉ e-mail: michael-mints@yandex.ru